



THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par :

Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)

Présentée et soutenue par :

Laura Hermozo

le mercredi 7 mars 2018

Titre :

L'estimation de la correction troposphérique humide pour l'altimétrie spatiale :
l'approche variationnelle

École doctorale et discipline ou spécialité :

ED SDU2E : Océan, Atmosphère et Surfaces Continentales

Unité de recherche :

CNRM - UMR 3589

Directeur/trice(s) de Thèse :

Laurence Eymard, Fatima Karbou, Bruno Picard

Jury :

Serge Chauzy, Président du jury
Laurence Eymard, Directrice de thèse
Fatima Karbou, Co-directrice de thèse
Bruno Picard, Co-directeur de thèse
Sid Ahmed Boukabara, Rapporteur
Remko Scharroo, Rapporteur
Jacques Verron, Examineur
Hervé Roquet, Examineur

Résumé

L'altimétrie spatiale contribue majoritairement à la compréhension de la circulation océanique régionale et globale. Elle permet aujourd'hui de fournir une cartographie de la topographie océanique à des échelles spatiales et temporelles de plus en plus fines. Le passage du signal radar à travers la vapeur d'eau de l'atmosphère implique un retard de l'onde, qui nécessite d'être corrigé : c'est la correction troposphérique humide.

Des méthodes statistiques sont actuellement utilisées pour estimer la correction troposphérique humide. Elles permettent d'inverser des mesures de températures de brillance fournies par un radiomètre couplé à l'altimètre sur une mission altimétrique, à deux ou trois fréquences proches de la bande d'absorption de la vapeur d'eau, à 22.235 GHz. Bien que ces algorithmes permettent d'estimer cette correction avec de faibles incertitudes en plein océan, des améliorations sont nécessaires pour réduire les erreurs dans les zones océaniques complexes, comme les régions d'upwelling, et sur les surfaces hétérogènes, comme en régions côtières, sur glace de mer, ou sur les eaux continentales.

A ces fins, une approche variationnelle uni-dimensionnelle (1D-Var) est développée dans cette thèse. Elle permet de tenir compte de la physique de l'atmosphère et des variations de la surface dans l'environnement des mesures, pour estimer la correction troposphérique de manière globale, sur différents types de surface, dans le contexte des missions altimétriques actuelles, et futures, dont les technologies instrumentales évoluent.

Une analyse fine des caractéristiques de l'approche 1D-Var, et de ses performances, permet de montrer l'apport et l'impact des différents paramètres en jeu sur les variables atmosphériques restituées, et la correction troposphérique humide estimée. Les performances du 1D-Var ainsi que ses limites sont évaluées pour l'estimation la correction troposphérique humide en plein océan, en conditions de ciel clair. L'apport des mesures de températures de brillance aux hautes fréquences, typiques des missions altimétriques futures, est également analysé. Leur potentiel est exploité dans le cadre de l'estimation de la correction troposphérique humide dans les régions côtières, où les mesures de températures de brillance sont contaminées par la présence de terre dans le signal. Enfin, une analyse des estimations d'émissivités de surface, et de leurs variations sur la glace de mer, est proposée dans le cadre d'une étude préliminaire à l'estimation de la correction troposphérique humide, aux interfaces complexes mer/glace de mer, dans les régions polaires.

Abstract

Space altimetry is one of the major contributors to the understanding of regional and global oceanic circulation. It currently enables to provide a map of ocean topography at higher temporal and spacial resolutions. A propagation delay of the altimeter signal along its path through atmospheric water vapor needs to be accounted for, and corresponds to the wet tropospheric correction.

Statistical methods are currently used to estimate wet tropospheric correction. These methods are fed by brightness temperature measurements provided by a radiometer coupled to the altimeter, at two or three frequencies close to the water vapor absorption line, at 22.235 GHz. While these algorithms provide wet tropospheric correction with low uncertainties over open ocean, improvements are still needed to reduce higher uncertainties in complex oceanic areas, such as upwelling regions, and over heterogeneous surfaces such as coastal regions, sea ice or inland waters.

To this end, a one-dimensional variational approach (1D-Var) is developed in the frame of this thesis. This approach accounts for atmospheric and surface variability in the surroundings of the measurements, to provide wet tropospheric correction estimates at a global scale, over various surfaces, in the context of both current and future altimetry missions, with improved instrumental technologies.

We first analyze the characteristics of the 1D-Var approach and evaluate its performances. The contribution and impact of the different input parameters on retrieved atmospheric variables and wet tropospheric correction are shown through this analysis. The potential and limits of the 1D-Var approach to retrieve wet tropospheric correction over open ocean are evaluated for clear sky conditions. The contribution of high frequencies, typical to future altimetry missions, is also analyzed. It is fully exploited to retrieve wet tropospheric correction over coastal areas, where land contamination occurs within brightness temperature measurements. A preliminary analysis of surface emissivity estimates and their variability over sea ice is also undertaken, in the framework of the 1D-Var estimation of wet tropospheric correction over sea ice/open sea transition surfaces, in polar areas.

Table des matières

1	Introduction	19
1	Des besoins en altimétrie de plus en plus complexes	19
2	L'altimétrie spatiale : principe et missions	23
2.1	Principe de la mesure altimétrique	23
2.2	Les missions altimétriques	25
2.3	Les corrections altimétriques	28
3	La correction troposphérique humide	31
3.1	Les différentes sources de mesure	31
3.2	Les mesures radiométriques	35
3.2.1	Principe de la mesure	35
3.2.2	La température de brillance	36
3.2.3	Le transfert radiatif	37
3.2.4	Les différentes fréquences et leurs sensibilités	38
3.3	Les algorithmes actuels	40
3.3.1	Les algorithmes empiriques	41
3.3.2	Les algorithmes semi-empiriques	42
3.3.3	Les données d'entrée	44
3.3.4	Les limites	45
3.4	L'approche variationnelle uni-dimensionnelle (1D-Var)	46
2	L'approche variationnelle 1D pour la restitution de la correction troposphérique humide	54
1	L'assimilation de données	54
1.1	...pour la Prévision Numérique du Temps	54
1.2	...pour l'océanographie	57
2	La méthode 1D-Var : application à l'estimation de la correction troposphérique humide	57
3	L'opérateur d'observation : le modèle de transfert radiatif	59
4	Le vecteur de contrôle : les paramètres atmosphériques	60
4.1	Le modèle ECMWF	61
4.2	Le modèle AROME	61
5	Le vecteur d'observation : les températures de brillance	61
3	Apport de l'approche 1D-Var pour l'estimation de la correction troposphérique humide sur océan	66
1	Analyse de sensibilité et paramétrisation du 1D-Var	67

1.1	Sensibilité aux erreurs sur les profils d'ébauche	67
1.1.1	La résolution verticale des profils	67
1.1.2	Variabilité des profils d'ébauche	69
1.1.3	Construction d'un simulateur de radiomètre : les pseudo- mesures	73
1.1.4	Étude de sensibilité aux erreurs sur les profils d'ébauche	74
1.2	Les températures de brillance	78
1.2.1	Le bruit instrumental	78
1.2.2	La correction de biais des températures de brillance .	79
1.2.3	Les différentes fréquences	84
1.3	Conclusions : impact de l'ébauche et des observations sur l'er- reur systématique du 1D-Var	89
1.4	Les matrices de covariances d'erreurs	90
1.4.1	Les erreurs d'observations	90
1.4.2	Les erreurs d'ébauche	92
2	Résumé de l'article soumis dans <i>Journal of Atmospheric and Oceanic Technologies</i> (AMS)	98
3	<i>A 1D-Var Approach to Retrieve Wet Tropospheric Correction from Current and Future Altimetry Missions</i>	100
3.1	Introduction	101
3.2	Data and methods	104
3.2.1	Microwave radiometer datasets	104
3.2.2	The 1D-Var approach	105
3.3	Evaluation of the 1D-Var retrievals using simulated data . . .	107
3.3.1	Assimilation of 'low frequency' Pseudo-TBs	108
3.3.2	Assimilation of high frequency measurements	113
3.4	Impact of real observations on retrieved WTC	115
3.5	Discussions and conclusions	121
4	Apports de l'approche 1D-Var pour l'estimation de la correction troposphérique humide en régions côtières	128
1	Résumé de l'article en préparation	130
2	<i>A 1D-Var approach for Wet Tropospheric Correction estimation over coastal areas, for current and future altimetry missions</i>	134
2.1	Introduction	134
2.2	Data and method	137
2.2.1	Atmospheric data and radiometer measurements . .	137
2.2.2	1D-Var settings	141
2.2.3	Dynamic estimation of land surface emissivity	143
2.3	1D-Var WTC estimation over coastal regions using "pseudo- TB-observations"	144
2.3.1	Which surface emissivity over coastal areas?	145
2.3.2	Performance assessment of the 1D-Var over coastal areas	146
2.4	Impact of actual measurements on coastal 1D-Var retrieved WTC	151

2.4.1	Use of atmospheric data from the global ECMWF model	152
2.4.1.1	Regional analysis	152
2.4.1.2	Global analysis	154
2.4.2	Use of atmospheric data from the AROME high-resolution model	155
2.5	Discussion	158
2.6	Conclusions	161
3	Vers une exploitation plus fine des émissivités de surface sur les surfaces hétérogènes	164
5	Vers l'estimation de la correction troposphérique humide sur glace de mer : analyse des émissivités de surface	172
1	Résumé de l'article publié dans <i>Transactions of Geoscience and Remote Sensing</i> , (IEEE)	173
2	<i>Sea Ice Surface Emissivity at Microwave Frequencies : Impact of the Surface Assumptions and Potential Use for Sea Ice Extent and Type Classification</i>	175
2.1	Introduction	176
2.2	Microwave emissivity estimation and sea ice products	178
2.2.1	Sea ice products	178
2.2.2	Retrieving AMSU surface emissivity using two surface assumptions	179
2.3	Analysis of estimated microwave emissivity	183
2.3.1	Specular versus Lambertian emissivities : variation with scan position	183
2.3.2	On the frequency dependence of the sea ice emissivities	185
2.4	Using microwave emissivities to separate open seas from sea ice regions	187
2.4.1	Emissivity estimates to separate sea ice and open sea regions	187
2.4.2	Arctic sea ice extent from microwave surface emissivities	191
2.5	Characterizing sea ice surface emissivity properties	194
2.5.1	FY ice	198
2.5.2	MY ice	199
2.5.3	Mixed ice	200
2.5.4	Towards Arctic sea ice characterization using a statistical clustering method	201
2.6	Summary and conclusions	207
3	Apports des résultats pour l'estimation de la correction troposphérique humide aux interfaces mer/glace de mer	210
6	Conclusions, perspectives	217

Table des figures

1	Augmentation du niveau moyen des océans obtenu à partir des mesures altimétriques sur l'ensemble de la période altimétrique, depuis le lancement de la mission Topex/Poseidon (NASA/CNES) (source : Aviso ¹).	16
1.1	Valeurs du géoïde sur le globe terrestre (crédits : International Centre for Global Earth Models (ICGEM) : http://icgem.gfz-potsdam.de/home). L'échelle de couleur varie de +100 m (en rouge) à -100 m (en bleu).	21
1.2	Distribution spatiale de la topographie dynamique moyenne dérivée de 6 ans de mesures altimétriques des missions Topex/Poseidon, ERS-1 et ERS-2 (issue de Rio and Hernandez (2004)).	22
1.3	Principe de l'altimétrie spatiale (crédits : CNES).	24
1.4	Comparaison de la couverture océanique d'un altimètre classique et à fauchée, de type SWOT (crédits : CNES).	27
1.5	Répartition spatiale des ballons-sondes effectuant les radiosondages sur la période de 2005-2016.	33
1.6	Répartition spatiale des stations GPS au sol, sur la période de 2005 à 2016.	34
1.7	Sources de rayonnements contribuant à la mesure de température de brillance par le radiomètre au sommet de l'atmosphère	38
1.8	Schéma de la transmission en fonction de la fréquence dans le domaine des micro-ondes.	39
1.9	Profils de température (a) et d'humidité spécifique (b) moyens dans deux régions d'upwelling (courbes pointillées) au large de la côte californienne ("WC") et de la Mauritanie en Afrique de l'Ouest ("HA"), et comparaison avec les profils de température et d'humidité moyens globaux sur océan (courbes continues).	42
2.1	Évolution du nombre d'observations et nature des observations assimilées dans le modèle global de PNT Arpège de Météo France sur la période 2002-2016. Figure tirée de Mahfouf et al. (2017).	56
2.2	Représentation schématique du processus de minimisation du 1D-Var utilisé pour la restitution de la correction troposphérique humide. . .	58

3.1	Résolution verticale des profils atmosphériques définis sur 54 niveaux verticaux et comparaison avec la résolution des profils atmosphériques sur 137 niveaux du modèle ECMWF.	68
3.2	Fonctions poids des canaux de l'instrument AMSU-A, pour une atmosphère standard, tirés de Kim et al. (2014). Un zoom sur les niveaux de pression entre la surface et 100 hPa permet de mettre en évidence les fonctions poids des canaux à 23.8 GHz ("CH1") et 31.4 GHz ("CH2"), similaires aux canaux des radiomètres altimétriques.	69
3.3	Profils d'humidité spécifique (a) et de température (b) moyens (courbe noire), percentiles (courbes jaunes et oranges) et densité (zones bleutées) pour des valeurs de correction troposphérique humide variant entre 0 cm et 10 cm, sur un an de données en plein océan, issues des analyses du modèle ECMWF.	70
3.4	Similaire à la figure 3.3, mais pour des valeurs de correction troposphérique humide variant entre 10 cm et 20 cm.	71
3.5	Similaire à la figure 3.3, mais pour des valeurs de correction troposphérique humide variant entre 20 cm et 30 cm.	71
3.6	Similaire à la figure 3.3, mais pour des valeurs de correction troposphérique humide de 30 cm et au delà.	72
3.7	Similaire à la figure 3.3, dans deux régions d'upwelling au large de la Mauritanie ((a) et (b)) et au large de la côte Californienne ((c) et (d)).	73
3.8	Différences moyennes et écart-types entre l'ensemble des profils d'humidité de l'ébauche et l'humidité de référence, pour l'ensemble des situations géophysiques de la base de données.	75
3.9	Différence moyenne entre la DH restituée et la DH de référence en fonction de l'erreur Δ_q commise sur les profils d'humidité, sur l'ensemble de la base de données (a), et après filtrage des classes très humides et nuageuses ($DH > 30$ cm et $LWP > 0.2$ kg/kg) (b)	75
3.10	Différences moyennes et écart-types entre l'ensemble des profils de température de l'ébauche et la température de référence (a), et les différences correspondantes sur les profils d'humidité spécifique, alors réajustés par la condition de sur-saturation (b).	76
3.11	Différence moyenne entre la DH restituée et la DH de référence en fonction de l'erreur Δ_t commise sur les profils de température, sur l'ensemble de la base de données de situations géophysiques.	77
3.12	Distribution des différences entre les températures de brillance observées et simulées à partir des profils d'ébauche, pour les mesures de l'AMR à 18.7 GHz (a), 23.8 GHz (b) et 34 GHz (c), sur une période de six mois, avant et après application de la correction de biais.	80
3.13	Différences entre les profils d'humidité spécifique de l'ébauche et restitués par le 1D-Var en fonction de la valeur du biais appliquée sur les observations à 18.7 GHz (a), 23.8 GHz (b) et à 34 GHz (c).	82
3.14	Similaire à la figure 3.14, pour un biais appliqué sur les observations à 50.3 GHz (a), 53.6 GHz (b), 89 GHz (c), 157 GHz (d) et à 190 GHz (e).	83

3.15	Profils de différences sur l'humidité (a) et la température (b) entre l'ébauche et l'analyse 1D-Var, en assimilant successivement chaque fréquence à 18.7 GHz, 23.8 GHz et 34 GHz. Les différences sont moyennées sur l'ensemble des profils et paramètres de surface de la base de données de situations géophysiques.	85
3.16	Similaire à la figure 3.15, en assimilant successivement chaque fréquence à 50.3 GHz, 53.6 GHz, 89 GHz, 157 GHz et 190 GHz.	86
3.17	Profils d'EQM sur l'humidité (a) et la température (b) de l'ébauche et de l'analyse 1D-Var, en assimilant successivement chaque fréquence à 18.7 GHz, 23.8 GHz et 34 GHz. Les statistiques sont calculées sur l'ensemble des profils et paramètres de surface de la base de données de profils types.	87
3.18	Similaire à la figure 3.17 en assimilant successivement chaque fréquence à 50.3 GHz, 53.6 GHz, 89 GHz, 157 GHz et 190 GHz.	88
3.19	Différence de l'EQM entre les paramètres de température et d'humidité restitués et d'ébauche en fonction du coefficient alpha.	91
3.20	Racine carée de la variance d'erreur sur la température et l'humidité spécifique atmosphériques, de la surface à 500 hPa. Les coefficients sont issus de la matrice B de covariance d'erreurs d'ébauche fournie par le NWPSAF.	93
3.21	Exemple de minimisation d'un profil d'humidité donné, en utilisant la matrice B de covariance d'erreurs d'ébauche fournie par le NWPSAF (matrice d'origine) (a), et modifiée selon la contribution de chaque couche à la correction troposphérique humide intégrée (b).	94
3.22	Variances d'erreurs sur l'humidité, par bande de latitude ("NH" : de 30°N à 60°N; "SH" : de 30°S à 60°S; "EQ" : entre 30°N et 30°S; "GLOB" : statistiques globales), calculées selon la méthode NMC, décrite par Rabier et al. (1998)	95
3.23	Contribution de chaque couche atmosphérique à la correction troposphérique humide intégrée de la surface au sommet de l'atmosphère	97
3.24	Écarts-types d'erreurs sur les profils d'humidité de la surface à 500 hPa, obtenus après pondération des erreurs fournies par le NWPSAF, par la contribution de chaque niveau de pression à la correction troposphérique humide.	98
3.25	Observed minus first guess TB distributions computed over open ocean for all 1D-Var runs in June 2015, at frequencies from the LF configuration (18.7 GHz, 23.8 GHz and 34 GHz) (panel a) and at frequencies from the LF+HF configuration (53.6 GHz, 89 GHz, 157 GHz and 190 GHz) (panel b)	109
3.26	Normalized RMSE differences between 1D-Var 'low frequency' assimilated WTC and background WTC, with respect to reference. Root mean square error is computed for 4°by 4°of longitude and latitude boxes, over June 2015	109

3.27	Location of the four areas of study chosen according to different geophysical parameters averaged over June 2015 : the PWP-area driven by high surface temperatures (upper left panel), the HL-area characterized by surface humidity lower than 0.005 kg/kg (lower left panel) and the two HA-area and WC-area upwelling regions characterized by positive temperature decrease rate values (upper and lower right panels, respectively)	110
3.28	Location of the four areas of study chosen according to different geophysical parameters averaged over June 2015 : the PWP-area driven by high surface temperatures (upper left panel), the HL-area characterized by surface humidity lower than 0.005 kg/kg (lower left panel) and the two HA-area and WC-area upwelling regions characterized by positive temperature decrease rate values (upper and lower right panels, respectively)	111
3.29	Profiles of (a) temperature and (b) specific humidity averaged over WC (dotted lines) and HA (dashed lines) upwelling areas during June 2015. Profiles are compared to mean temperature and specific humidity profiles averaged over global ocean (grey continuous line) during June 2015	112
3.30	1D-Var retrieved WTC normalized RMSE difference between the assimilation of LF+HF and of LF artificial measurements. Statistics are averaged in 4°latitude by 4°longitude boxes, over a one-month period in June 2015	114
3.31	(a) 1D-Var retrieved (dashed lines) and background (continuous line) RMS error on specific humidity, computed over the Pacific Warm Pool area (PWP-area) (a), dry areas in the high latitude bands (HL-area) (b), over the African (c) and Californian (d) upwelling areas (d) (HA-area and WC-area, respectively). Red dashed lines show the results from the assimilation of LF pseudo-measurements and cyan dashed lines show results from the assimilation of LF+53+157+190 pseudo-measurements. Statistics are computed over June 2015	115
3.32	AMR observed minus first guess TB difference at 18.7 (a), 23.8 (b) and 34 GHz (c) without bias correction (light grey) and with bias correction (dark grey), computed over the six-month time period from June to November 2015	116
3.33	Dispersion of AMR WTC estimated from current algorithms (WTC_{AMR}) vs 1D-Var retrieved WTC (WTC_{1DVAR}) obtained by assimilating clear-sky AMR measurements over ocean. Statistics are computed over a six-month period of study from June to November 2015	117
3.34	Dispersion of WTC estimated from co-located radio-occultation (WTC_{RO}) versus 1D-Var retrieved WTC (WTC_{1DVAR}) obtained by assimilating all-sky AMR measurements over ocean (a); and versus WTC estimated from the current operational algorithm for Jason-2 mission (WTC_{AMR}). Statistics are computed over a six-month period of study from June to November 2015	118

3.35	1D-Var retrieved minus background (left panel) and retrieved minus AMR WTC estimated from the operational algorithm (right panel) averaged in 2°by 2°grid cells over six months from June to November 2015	118
3.36	Number of AMR clear-sky observations assimilated in the 1D-var scheme, in each 2°by 2°grid cell, from June to November 2015	119
3.37	Retrieved humidity mean quadratic error with respect to background anomaly (upper panels) over HA (a) and WC (b) upwelling areas, selected according to maximum values of surface-to-800 hPa temperature lapse rate, and computed from June to November 2015 in 2°by 2°grid cells. AMR minus retrieved WTC differences (lower panels) are computed in the same HA (c) and WC (d) areas	120
3.38	Contribution of each vertical layer to total integrated WTC (from surface to TOA). Plot is shown from surface to 500 hPa (panel a). Background humidity standard deviation errors from surface to 500 hPa, derived from the NWPSAF bacground error covariance matrix and adapted to the contribution of each layer to total intergated WTC (panel b).	123
4.1	Comparaison des champs de pression de surface issus des analyses du modèle ECMWF (a) et AROME (b) du 02/06/2012 au cycle d'analyse à 00h UTC	131
4.2	Résolution verticale des profils atmosphériques définis sur 54 niveaux verticaux et comparaison avec la résolution des profils atmosphériques sur 14 niveaux du modèle AROME.	132
4.3	Location of the three areas of study (OE-area : left panel ; Aust-area : middle panel ; SA-area : right panel), when using atmospheric and surface parameters from the ECMWF model. The upper panels show AMSU-A measured TBs at 23.8 GHz, at nadir, along the radiometer track during june 2015. The value of TB averaged over all tracks, over land, and open sea, is then removed from all land and open sea measurements, respectively, in the lower panels to point out land-contaminated measured TBs (higher values, in red, along the coastline).140	
4.4	Location of the Med-area of study using atmospheric and surface variables from the AROME model. The left panel show AMSU-A measured TBs at 23.8 GHz, at nadir, during june 2015 and the value of TB averaged over all oceanic, and land tracks, is then removed in the right panel to point out the land-contaminated measured TBs. . .	141
4.5	Zoom of a radiometer track (black dots) passing over a coastline in the South of France. Field of WTC estimated from analysis profiles is shown under a coastal low frequency (upper panels) and a high frequency (lower panels) measurement footprint, represented in low-resolution grid cells for ECMWF WTC (left panels) and high-resolution ones for AROME WTC (right panels). Fields of ECMWF (orange) and AROME (brown) land sea mask are shown in the background of the maps.	143

4.6	Land surface emissivity at 23.8 GHz, estimated using TB measurements at 50.3 GHz at all model grid-cells within the measurements footprints, with respect to distance to coast, during June 2015 over the Med-area. Emissivity is either estimated directly from measured TBs (continuous black line) or by correcting coastal “contaminated” emissivity using the closest pure land emissivity estimates (dashed black line). Land fraction within the 23.8 GHz measurements footprints is also plotted (dash-dotted grey line).	146
4.7	Profiles of background (continuous lines) and retrieved (dotted lines) RMSE on specific humidity (a) and temperature (b), computed in June 2015 over the Med area using AROME 24-hour forecasts as 1D-Var background and the corresponding analysis as reference. Atmospheric profiles are retrieved either by assimilating LF TB observations at 23.8 GHz, 31.4 GHz (red lines) and LF+HF observations at 23.8 GHz, 31.4 GHz, 53.6 GHz, 157 GHz and 190 GHz (blue lines). . . .	148
4.8	Same as figure 4.7 using ECMWF 24-hour forecasts as 1D-Var background and the corresponding analysis as reference to assimilate Tb observations over the Med-, SA- and the Aust-areas.	149
4.9	Mean (continuous lines) and RMS (dashed lines) errors on background (blue) and retrieved (brown and yellow) WTC with respect to the distance of assimilated measurements to coast (from 0 to 150 km over open sea and from 0 to -150 km over land), over the Med-area. WTC is retrieved either assimilating LF pseudo-observations at 23.8 GHz and 31.4 GHz only (brown lines), or LF+HF pseudo-observations at 23.8 GHz, 31.4 GHz, 53.6 GHz, 157 GHz and 190 GHz. AROME atmospheric profiles and surface parameters from 24-hour forecasts are used as 1D-Var background and analysis data is used as reference. The number of observations per bin (dash-dotted line) is shown on the right y-axis.	150
4.10	Same as figure 4.9 using ECMWF 24-hour forecasts as 1D-Var background and the corresponding analysis as reference. Observations are assimilated over the Med-, SA- and Aust-areas.	151
4.11	1D-Var retrieved minus background WTC (a); retrieved minus reference WTC (b), and retrieved minus background WTC RMS error with respect to reference WTC (c), computed over the OE-area during June 2015, and averaged in 2° latitude by 2° longitude grid cells.	153
4.12	Same as figure 4.11 over the SA-area.	154
4.13	Mean (continuous lines) and RMS (dashed lines) errors on background (blue) and retrieved (yellow) WTC with respect to the distance of assimilated measurements to coast, over open sea, over the OE-, the SA- and the Aust-areas. ECMWF atmospheric profiles and surface parameters from 24-hour forecasts are used as 1D-Var background and model WTC from the GDR database is used as reference. The number of observations per bin (dash-dotted line) is shown on the right y-axis.	155

4.14	Field of land sea mask from the AROME NWP model and location of the radiometer tracks in the different case studies using the AROME model to retrieve WTC over coastal areas in June, 21st (a), 27th (b), and 16th (c), 2015 in the Med-area.	157
4.15	(a) Observed (black line) and first guess TBs (red lines) at 23.8 GHz, with or without applying the coastal emissivity correction method (dashed and continuous lines, respectively); and (b) reference (black line), background (red line) and retrieved WTC with or without applying the coastal emissivity correction (dashed and continuous orange lines, respectively), along the radiometer track on figure 4.14 (a). Land fraction within 23.8 GHz measurements is also plotted (grey continuous line).	158
4.16	Same as figure 4.15, along the radiometer track on figure 4.14 (b). . .	158
4.17	Same as figure 4.15, along the radiometer track on figure 4.14 (c). . .	158
4.18	Mean (continuous lines) and RMS (dashed lines) errors on WTC_{1DVar} (yellow) and WTC_{NN} (brown) estimated from an empirical approach, with respect to coastal distance of oceanic measurements, between 0 and 150 km from the coastline, over the OE-, the SA-, and the Aust-areas. ECMWF atmospheric profiles and surface parameters from 24-hour forecasts are used as 1D-Var background and as inputs to the empirical approach neural network database. ECMWF WTC from the GDR database is used as reference for both estimates. The number of observations per bin (dash-dotted line) is shown on the right y-axis.	160
4.19	Emissivité de surface estimée à 50.3 GHz sur l'ensemble des points de grille du modèle ECMWF inclus dans le champ des mesures à 50.3 GHz, le long des traces du radiomètre issu des instruments AMSU-A/MHS, en Juin 2015. Une trace du radiomètre étudié est sélectionnée le 2 juin 2015, autour de 00h UTC.	166
4.20	Distance par rapport à la référence (issue des analyses ECMWF) de la correction troposphérique humide de l'ébauche (en rouge) et celle restituée par le 1D-Var (en orange), le long d'une trace du radiomètre au dessus de la région de l'Antarctique, le 02 juin 2015, autour de 00h UTC. La correction troposphérique humide est restituée avec l'hypothèse d'une surface homogène océanique, d'une part (traits pleins), et en tenant compte des émissivités plus importantes sur glace de mer (traits pointillés).	167
5.1	Maps of the most probable OSISAF sea ice classification and the NSIDC mean sea ice age for the two last weeks of (a) and (b) January 2009 and (c) and (d) August 2009.	179
5.2	Monthly mean specular surface emissivity maps estimated above open seas and sea ice in the Northern Hemisphere using AMSU-A window channel measurements, averaged over all observation angles during January 2009 at (a) 23.8, (b) 31.4, (c) 50.3, and (d) 89 GHz.	182
5.3	Effective incidence angle as a function of AMSU-A zenith opacity at 23.8 GHz. Results are given for January 2009.	183

5.4	Monthly mean specular surface emissivity maps estimated above open seas and sea ice in the Northern Hemisphere using AMSU-A window channel measurements, averaged over all observation angles during January 2009 at (a) 23.8, (b) 31.4, (c) 50.3, and (d) 89 GHz.	184
5.5	Monthly mean values of surface emissivity computed during 2009, over MY sea ice, as function of frequency. Results are given when the (a) specular assumption is used for the emissivity computation and (b) when the surface is assumed Lambertian.	186
5.6	Monthly mean values of surface emissivity computed during 2009, over seasonal sea ice, as function of frequency. Results are given when the (a) specular assumption is used for the emissivity computation and (b) when the surface is assumed Lambertian.	186
5.7	Monthly mean maps of specular and Lambertian emissivity difference (EmisSpec-EmisLamb) at 23 GHz for (a) January, (b) April, (c) July, and (d) October 2009. Monthly mean NSIDC sea ice extent is shown on each map (black line).	188
5.8	Monthly mean maps of specular and Lambertian emissivity difference (EmisSpec-EmisLamb) at 31 GHz for (a) January, (b) April, (c) July, and (d) October 2009. Monthly mean NSIDC sea ice extent is shown on each map (black line).	189
5.9	Monthly mean maps of specular and Lambertian emissivity difference (EmisSpec-EmisLamb) at 50 GHz for (a) January, (b) April, (c) July, and (d) October 2009. Monthly mean NSIDC sea ice extent is shown on each map (black line).	190
5.10	Monthly mean maps of specular and Lambertian emissivity difference (EmisSpec-EmisLamb) at 89 GHz for (a) January, (b) April, (c) July, and (d) October 2009. Monthly mean NSIDC sea ice extent is shown on each map (black line).	191
5.11	Monthly mean total sea ice area for 2009 as estimated from OSISAF (black line) and NSIDC (gray line) and from window channels microwave emissivity difference (EmisSpec minus EmisLamb) using the (a) low limit and the (b) high limit of the emissivity difference threshold intervals from Table II.	193
5.12	Monthly mean total sea ice area for 2009 as estimated from OSISAF (black line) and NSIDC (gray line) and from window channels microwave specular emissivity using the (a) low limit and the (b) high limit of the emissivity difference threshold intervals from 5.2.	193
5.13	Maps of mean EmisSpec31, NormEmisDiff50, and TBGR23-89 (from top to bottom) averaged over the last two weeks of (a)–(c) January and (d)–(f) August 2009.	196
5.14	Daily evolution of mean EmisSpec31, NormEmisDiff50 and TBGR23-89 (first plot) and their respective local variability (second plot) over (a) KS, (b) NC, and (c) EG area, during 2009. Third and fourth plots of (a)–(c) show mean daily evolution of NSIDC sea ice ages and OSISAF sea ice types averaged over the same areas.	197

5.15	Maps of HAC ice clusters and the averaged values of EmisSpec31, NormEmisDiff50, and TBGR23-89 corresponding to each cluster, obtained over two-week period (left). (a) and (b) 1 January to 15 January. (c) and (d) 16 January to 31 January. (e) and (f) 1 February to 15 February. Maps of mean sea level pressure over the same two-week period (right).	204
5.16	Maps of HAC ice clusters and the averaged values of EmisSpec31, NormEmisDiff50, and TBGR23-89 corresponding to each cluster, for the following two-week period. (a) and (b) 1 August to 15 August. (c) and (d) 16 August to 31 August. (e) and (f) 1 September to 15 September. Maps of mean sea level pressure over the same two-week period (right).	206

Liste des tableaux

1.1	Liste des principales missions altimétriques passées, présentes et futures, les collaborations correspondantes, leur période de validité ainsi que l'erreur de mesure des différentes missions.	28
1.2	Liste des corrections appliquées à la mesure de la distance altimétrique, leur nature, leur ordre de grandeur et l'impact des erreurs sur la MSL, d'après Ablain et al. (2009). La dernière colonne regroupe le bilan d'erreur sur chaque correction.	30
1.3	Les radiomètres et leurs fréquences de mesures correspondantes, couplés aux différentes missions altimétriques, dédiés à l'estimation de la correction troposphérique humide.	40
3.1	Impact de l'erreur commise sur les observations sur les températures de brillance restituées et la DH estimée à partir des profils et paramètres de surface restitués	81
3.2	Impact de chaque fréquence assimilée indépendamment dans le 1D-Var sur la DH estimée à partir des profils restitués.	88
3.3	Contribution des profils d'ébauche et des observations à l'erreur systématique sur la DH restituée par le 1D-Var.	89
3.4	Covariances d'erreurs d'observations pour les fréquences de l'AMR ainsi que pour les fréquences des radiomètres AMSU-A et MHS, au nadir, assimilées dans le cadre de l'estimation de la correction troposphérique humide.	92
3.5	AMSU-A/MHS and AMR channels and horizontal resolutions	105
3.6	Observation minus guess TBs and observation error standard deviations (in K) for the different 1D-Var experiments (AMR measurements assimilation and assimilation of Virtual-Radiometer measurements). AMR and Virtual-Rad observation errors are used for the assimilation of 'low frequency' and 'high frequency' measurements, respectively	107
4.1	AMSU-A and MHS window channels and their respective horizontal resolutions	138
5.1	AMSU-A and -B window channels and their characteristics	180
5.2	Emissivity difference (EmisSpec minus EmisLamb) and specular emissivity (EmisSpec) sea ice / open sea yearly threshold intervals for 2009 at 23, 31, 50 and 89 GHz	192

5.3	Summary of emissivity and TB parameters used to characterized the sea ice surface, their corresponding short name and a description of their main characteristics	195
5.4	Two weekly mean TBGR23-89 (1), EmisSpec (2), NormEmisDiff50 (3) and VarNormEmisDiff50 (4) ranges and trends that best characterize NSIDC FY, SY, and MY ice seperately, during winter, spring, summer and autumn periods. For a given period, bold comments compare each parameter over a given ice type, relatively to over other ice types.	202

Préambule

Les océans couvrent plus de 70% de la surface de notre planète bleue. En constante interaction avec l'atmosphère, ils contribuent majoritairement aux évolutions météorologiques et climatiques. La compréhension des mécanismes du climat passe donc inévitablement par la compréhension des océans.

L'océan est en effet le premier impacté par le réchauffement climatique. L'expansion thermique, causée par la hausse des températures des océans, est une première cause de l'augmentation moyenne du niveau des mers. La fonte des glaces continentales, glaciers et calottes polaires y contribuent également. *De combien va s'élever le niveau des océans ? Quelles menaces présentent la hausse du niveau des océans, à l'échelle globale, et à l'échelle régionale ?* Depuis le début de l'ère industrielle, la communauté des océanographes étudie méticuleusement les mécanismes océaniques, sa circulation globale et régionale, afin de répondre à ces interrogations au cœur du contexte social, économique et politique actuel.

Historiquement, des marégraphes ont été disposés le long des côtes afin de fournir des mesures du niveau de la mer en des lieux variés de la surface de la terre. Bien que ponctuelles, ces mesures ont permis de quantifier l'augmentation du niveau moyen des océans de 1.7 mm/an sur la période de 1850 à 1990. Ces mesures sont toujours exploitées aujourd'hui, mais elles sont combinées aux mesures par satellites : les mesures altimétriques. L'altimétrie spatiale, a en effet révolutionné le monde de l'océanographie : ses mesures permettent de suivre en continu, et avec une couverture globale, l'évolution du niveau des océans, sa circulation et ses tendances régionales et globales, à la fois à court et à long terme. A l'échelle globale, la combinaison des mesures altimétriques des missions successives met en évidence une augmentation du niveau océanique moyen de 3.28 mm/an, depuis le début des années 1990 à nos jours (figure 1).

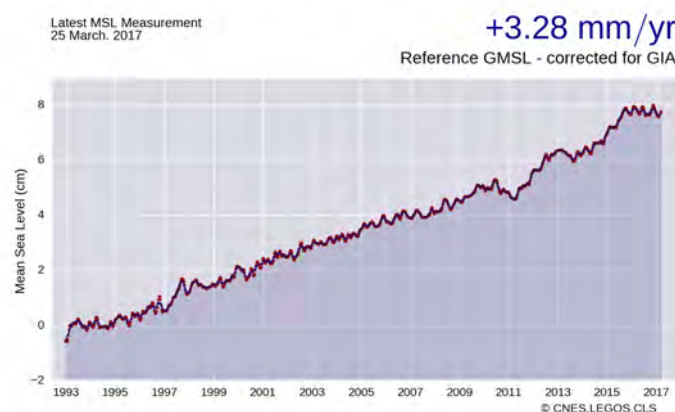


FIGURE 1 – Augmentation du niveau moyen des océans obtenu à partir des mesures altimétriques sur l'ensemble de la période altimétrique, depuis le lancement de la mission Topex/Poseidon (NASA/CNES) (source : Aviso ²).

Néanmoins, le niveau des océans et son augmentation ne sont pas uniformes : il est contraint par un nombre important de paramètres atmosphériques et océaniques, à la fois globaux et régionaux, à l'échelle climatique (comme le phénomène El Niño), et à des échelles plus courtes (comme les variations saisonnières de densité des océans). Il est donc crucial de mieux connaître les sources de ces anomalies et de suivre leurs évolutions, pour appréhender au mieux la circulation océanique régionale et globale.

Depuis maintenant 25 ans, les exigences de l'altimétrie spatiale pour surveiller les océans n'ont cessé d'évoluer. Les enjeux sont aujourd'hui de taille et les technologies sont développées en conséquence, afin d'accéder à des échelles spatiales et temporelles plus fines, dans les régions complexes comme les régions côtières, à l'interface entre mer libre et glace de mer dans les régions polaires, ou encore sur les eaux continentales (lacs, rivières, fleuves) .

Les instruments et les algorithmes actuels sont difficilement exploitables dans le cadre de l'altimétrie côtière et dédiée à l'hydrologie, aujourd'hui pourtant considérés comme des priorités. Une meilleure connaissance du niveau des mers dans de telles régions apporterait en effet des connaissances précieuses au profit d'applications diverses, comme pour les modèles de météorologie marine, ou les bilans hydrologiques au service de la prévision et la gestion des ressources en eau.

L'exploitation des mesures altimétriques est contrainte par la correction du signal radar d'un certain nombre de phénomènes. Ces derniers sont de nature instrumentale, atmosphérique, liés à l'état de la surface océanique (défini par les vagues ou les marées), ou encore à la forme de la Terre et à son champ de gravité. En particulier, la propagation de l'onde radar à travers l'humidité de l'atmosphère induit un retard

2. plateforme d'archivage de données altimétriques (*Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic Data*), disponible sur <https://www.aviso.altimetry.fr/en/my-aviso.html>

dans la mesure altimétrique, qu'il faut corriger : c'est la correction troposphérique humide. Le fait de négliger cette correction induirait des erreurs de mesures de hauteur de mer allant jusqu'à 50 cm, dans certaines régions tropicales humides.

Actuellement, ces corrections ne suffisent pas à pouvoir exploiter les mesures altimétriques dans les régions complexes. En effet, à l'approche des côtes, le signal radar est contaminé par la présence de terre dans son environnement : par définition du diagramme d'antenne des mesures, celles-ci incluent la contribution d'une tache à la surface de la terre, dont le diamètre, de l'ordre d'une dizaine de km, varie selon l'instrument. Il en est de même pour les mesures du radiomètre couplé à l'altimètre et dédié à l'estimation de la correction troposphérique humide. La part de la contribution de la terre dans les mesures, par rapport à celle de la surface océanique, est difficilement connue. Le problème est d'autant plus marqué que le contraste de résolution instrumentale entre l'altimètre et le radiomètre qui lui est associé est important. En effet, malgré les améliorations technologiques des altimètres, dont les mesures ont une résolution spatiale de plus en plus fine et peuvent atteindre 300 m dans le cas optimal, la résolution des mesures radiométriques reste faible, de l'ordre de la dizaine de km au mieux. L'accès aux petites échelles est donc contraint et limité par ce contraste instrumental.

Les mesures du radiomètre ne fournissant pas directement une mesure de la correction troposphérique humide, des algorithmes sont nécessaires afin de convertir la quantité mesurée en une quantité intégrée de vapeur d'eau. Aux limites instrumentales s'ajoutent alors les limites liées aux algorithmes d'inversion des mesures. Généralement, les algorithmes d'estimation de la correction troposphérique humide sont valides, et présentent peu d'incertitudes en plein océan, pour des conditions océaniques et atmosphériques représentatives des conditions moyennes. Les incertitudes augmentent cependant dans les régions océaniques particulières où l'atmosphère est plus complexe ou instable, ce qui invalide alors également les mesures altimétriques dans ces régions.

A travers cette thèse, nous proposons une approche nouvelle, tenant compte à la fois des limites instrumentales et algorithmiques actuelles, pour l'estimation d'une correction troposphérique humide globale et multi-surfaces. Cette approche repose sur une méthode variationnelle uni-dimensionnelle (1D-Var), aujourd'hui couramment utilisée au service de la PNT³. Elle permet de répondre aux besoins altimétriques pour l'océanographie et l'hydrologie : fournir des mesures altimétriques sur des surfaces complexes, comme en régions côtières, sur glace de mer, ou dans les eaux continentales, et à des échelles plus fines afin de mieux comprendre la dynamique océanique et hydrologique. Le potentiel de cette approche sera analysé à la fois dans le cadre de missions actuelles et futures, ces dernières bénéficiant de technologies instrumentales plus fines.

Cette thèse s'articule en 5 parties. Nous consacrerons la première partie au contexte dans lequel s'inscrivent ces travaux de thèse. Nous présenterons les différentes

3. Prévision Numérique du Temps

missions altimétriques ainsi que les caractéristiques des radiomètres à bord.

Dans un second temps, nous détaillerons le principe de l'approche variationnelle, ainsi que les différents outils en jeu et leur rôle dans cette approche.

Une caractérisation fine des paramètres du 1D-Var, et l'analyse de leur impact sur les restitutions seront ensuite évalués dans le cadre de la troisième partie. Nous y présenterons également une évaluation des apports et limites de l'approche 1D-Var pour la restitution de la correction troposphérique humide en plein océan, et en conditions de ciel clair, dans le cadre des missions altimétriques en vol et futures.

Une quatrième partie sera consacrée à l'exploitation du potentiel de l'approche 1D-Var pour estimer la correction troposphérique humide en régions côtières. Une méthode d'estimation des émissivités de surface y sera développée, afin de tenir compte de la contamination des mesures de températures de brillance assimilées par la présence de terre dans le signal.

Enfin, dans une cinquième partie, nous présenterons une analyse préliminaire à l'estimation de la correction troposphérique humide sur un autre type de surface complexe : aux interfaces entre mer et glace de mer, en régions polaires. Cette analyse exploite le potentiel des mesures de température de brillance, et des estimations de l'émissivité de surface pour caractériser le type de surface océanique et de glace de mer. Elle souligne l'apport des différentes fréquences, typiques des radiomètres à bord des missions altimétriques futures, pour restituer une correction troposphérique humide cohérente, malgré la complexité de l'interface mer/glace de mer.

Introduction

Sommaire

1	Des besoins en altimétrie de plus en plus complexes . .	19
2	L'altimétrie spatiale : principe et missions	23
2.1	Principe de la mesure altimétrique	23
2.2	Les missions altimétriques	25
2.3	Les corrections altimétriques	28
3	La correction troposphérique humide	31
3.1	Les différentes sources de mesure	31
3.2	Les mesures radiométriques	35
3.3	Les algorithmes actuels	40
3.4	L'approche variationnelle uni-dimensionnelle (1D-Var) . .	46

1 Des besoins en altimétrie de plus en plus complexes

Jouant le rôle de régulateur thermique et bénéficiant de la plus grande capacité de stockage de chaleur et de CO_2 de notre système planétaire, l'océan est en mouvement perpétuel. Ainsi, sa surface n'est pas plate, mais elle est constamment décrite par des creux et des bosses dont les échelles varient de plusieurs centaines de kilomètres à quelques mètres. Ces déformations de la surface océanique se divisent en deux composantes principales : une composante statique et une composante dynamique.

La composante statique est représentée par la surface moyenne océanique (MSS¹). Elle comprend notamment les déformations générées par l'effet gravitationnel de la Terre, qui induit une répartition des masses d'eau de manière non-uniforme. Par exemple, les différences de densité du sol marin influent sur la gravité terrestre et génèrent des variations locales du champ de gravité, ce qui impacte les masses

1. *Mean Sea Surface*

d'eau se trouvant au-dessus. Ces variations du champ de gravité sont habituellement représentées par le géoïde (figure 1.1), dont les différences d'altitude peuvent atteindre jusqu'à une centaine de mètres. Si elle n'était perturbée par aucun autre événement atmosphérique ou océanique tel que les vents, les courants, ou encore les marées, la surface de l'océan prendrait la forme du géoïde.

Les vents, courants et marées sont quant-à eux à l'origine de la circulation océanique, aussi appelée topographie dynamique de l'océan. Leurs variations génèrent un déplacement inégal des masses d'eau et ainsi des écarts de la surface de l'océan par rapport à la MSS, appelée anomalie de hauteur de mer. Aux plus grandes échelles (plusieurs centaines de kilomètres), les vents déplacent les masses d'eau, formant des creux et des bosses autour desquels s'enroulent les courants, eux-mêmes formant les courants géostrophiques. L'instabilité de certains courants océaniques, comme le courant du *Gulf Stream* dans l'Atlantique Nord, ou de Kurushio au large du Japon, génère également des tourbillons océaniques de quelques dizaines à quelques centaines de kilomètres de diamètre, à l'origine de variations de hauteur de mer de l'ordre de 30 centimètres². La recherche dans le domaine de l'océanographie s'intéresse particulièrement à cette composante dynamique de la circulation océanique, afin de mieux comprendre les différents processus océaniques aux grandes échelles temporelles et leurs rôles dans le système climatique, mais également aux plus petites échelles dans le cadre de modèles de marées, de courants par exemple.

2. Informations tirées de la plateforme Aviso

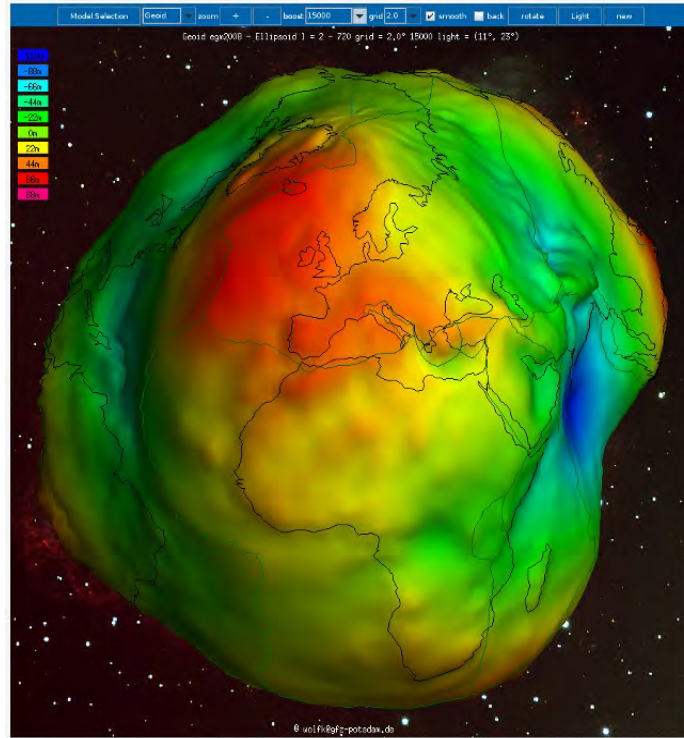


FIGURE 1.1 – Valeurs du géoïde sur le globe terrestre (crédits : International Centre for Global Earth Models (ICGEM) : <http://icgem.gfz-potsdam.de/home>). L'échelle de couleur varie de +100 m (en rouge) à -100 m (en bleu).

C'est dans ce contexte qu'intervient l'altimétrie spatiale, permettant de mesurer les différences de hauteur de mer. Les mesures altimétriques informent donc non-seulement sur l'état de la surface des océans, en fournissant une cartographie des variations de la surface, mais également sur leur profondeur. A titre d'exemple, la MSS, cartographiée en moyennant l'ensemble des mesures altimétriques obtenues sur un grand nombre d'années et en tenant compte des variations du géoïde, est utilisée pour cartographier la topographie des fonds marins (Smith and Sandwell (1997) ; Calmant et al. (2002)). Par ailleurs, l'utilisation conjointe des mesures altimétriques et de mesures *in situ* renseigne sur la densité de l'eau, impactant les mouvements de la surface océanique. Enfin, la figure 1.2 illustre la topographie dynamique moyenne de l'océan. Ces informations sont déduites de la combinaison de mesures *in situ* et de l'ensemble des mesures altimétriques des missions Topex/Poseidon sur la période de 1993 à 1999. Nous distinguons les grands courants marins tels que le *Gulf Stream* dans l'Atlantique Nord ou le courant du Kuroshio au large du Japon.

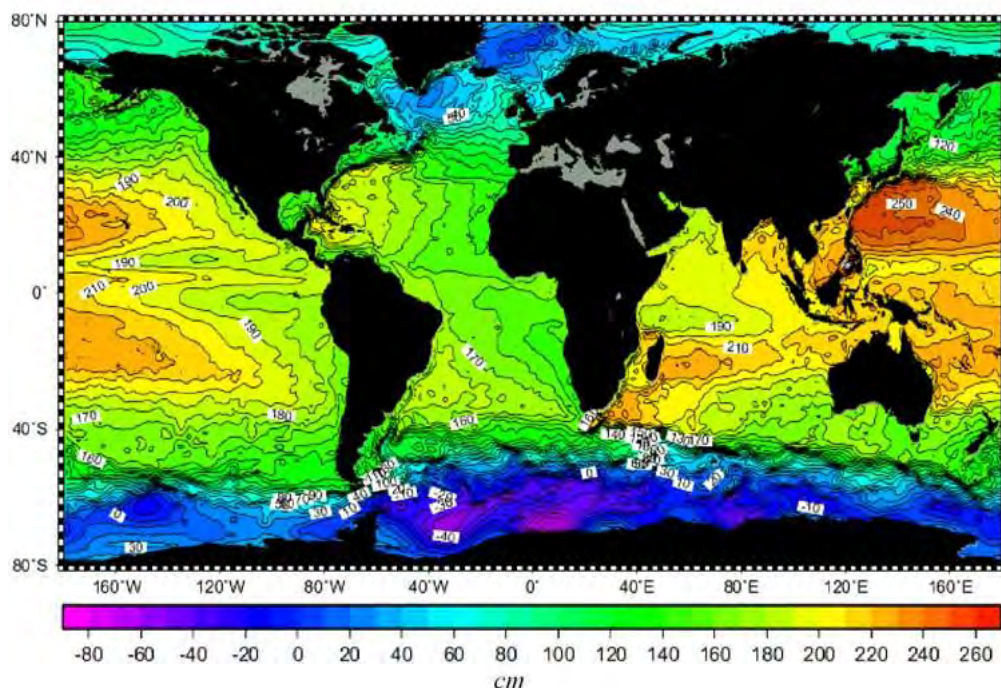


FIGURE 1.2 – Distribution spatiale de la topographie dynamique moyenne dérivée de 6 ans de mesures altimétriques des missions Topex/Poseidon, ERS-1 et ERS-2 (issue de Rio and Hernandez (2004)).

En constante évolution tant du point de vue technologique (instrument) que méthodologique (modèles et algorithmes), l'altimétrie est capable de décrire l'océan à des échelles spatiales de plus en plus fines. Elle permet d'atteindre une précision de quelques millimètres sur l'élévation du niveau moyen des océans, sur une période temporelle d'une dizaine d'années, et de 1 cm sur ses variations régionales. Néanmoins, l'altimétrie présente toujours des limites face aux exigences de plus en plus pointues de l'océanographie spatiale et au contexte actuel de réchauffement climatique à l'échelle régionale : certains phénomènes aux plus petites échelles restent peu représentés par les mesures altimétriques et la description de la circulation océanique y est encore incertaine. L'amélioration de la couverture spatiale et temporelle des mesures pour favoriser l'accès aux plus petites échelles (mésos-échelle et sub-mésos-échelle) devient donc la priorité dans la compréhension des processus de variation du niveau de la mer.

Bien que les mesures altimétriques soient déjà exploitées pour détecter les tourbillons océaniques de petite échelle (Fu et al. (2010)), aussi appelées "eddies", la nécessité d'affiner la résolution des mesures reste un besoin indispensable. En effet, malgré leurs faibles échelles spatiales (de quelques dizaines de kilomètres) par rapport aux grandes structures océaniques telles que les gyres, par exemple, les eddies sont responsables de 50% de la structure verticale de l'océan. Ces anomalies ont donc également un rôle non-négligeable dans la circulation océanique à l'échelle régionale, rôle dont la définition reste encore incertaine aujourd'hui.

Une autre priorité porte sur une meilleure description des variations du niveau de la mer dans les régions côtières. *Quelle est la dynamique de la topographie océanique dans les eaux côtières ? Est-elle similaire à celle en plein océan, ou plus rapide ? Comment impacte-elle la circulation océanique globale et quelle en est sa contribution ?* Bien que de plus en plus d'études se penchent sur ces questions (Holgate and Woodworth (2004), Prandi et al. (2009), Nicholls and Cazenave (2010)), elles restent aujourd'hui en suspens, car les résolutions actuelles instrumentales sont encore trop faibles et accentuent la contamination des mesures par la terre. Ces questions répondent à des besoins sociétaux : avec près de 40% de la population mondiale vivant sur le littoral, à moins de 100 km des côtes (Zaninetti (2008)), de nombreuses activités économiques s'y développent. Il est donc crucial de connaître le processus d'évolution du niveau de la mer dans ces régions.

Bien que dédiée à l'origine à l'étude des océans, certaines missions altimétriques contribuent par ailleurs à la gestion des ressources en eau grâce au suivi des variations du niveau de quelques grands lacs comme la mer d'Aral, et de fleuves tels que l'Amazonie (Crétaux et al. (2005), Crétaux and Birkett (2006)). De par l'hétérogénéité de telles surfaces, la précision des mesures altimétriques dans ces régions est cependant dégradée de plusieurs centimètres, voire de plusieurs dizaines de centimètres, sans compter le fait que certains lacs ne sont pas ou que très peu régulièrement survolés par les satellites altimétriques. Les réserves d'eau douce représentant moins de 1% du volume de l'eau sur Terre, l'apport des mesures altimétriques pour le suivi du cycle de l'eau et une gestion durable des ressources en eau est par conséquent un besoin croissant tant du point de vue scientifique que du point de vue social et politique.

2 L'altimétrie spatiale : principe et missions

2.1 Principe de la mesure altimétrique

Le principe de mesure d'un altimètre est basé sur le temps que met une onde radar, émise vers la surface de l'océan, pour revenir vers l'instrument émetteur. Plusieurs paramètres atmosphériques et de surface entrent en jeu durant ce laps de temps.

L'altimètre à bord du satellite envoie une onde radar au nadir sous la forme d'une pulsation vers la surface de la Terre, avant d'y être réfléchi vers l'instrument. La mesure du temps que met l'onde pour effectuer un aller-retour permet d'obtenir la distance entre le satellite et la surface de l'océan, appelée distance altimétrique. L'estimation de la hauteur du niveau de la mer nécessite encore la connaissance de la position exacte du satellite sur son orbite (soit, l'altitude du satellite) par rapport à une référence, appelée l'ellipsoïde de référence, qui correspond à la surface de la planète Terre en supposant que son champ de gravité soit constant partout. C'est la différence entre l'altitude du satellite et la distance altimétrique qui définit la

hauteur du niveau de la mer, aussi appelée SSH³. Nous retrouvons dans la SSH :

- la composante fixe du géoïde, définie à partir de l'ellipsoïde de référence ;
- et la topographie dynamique de l'océan, distance entre le géoïde et la surface océanique.

Le schéma de la figure 1.3 illustre les différents paramètres entrant en jeu dans le calcul de la hauteur du niveau de la mer par l'altimétrie.

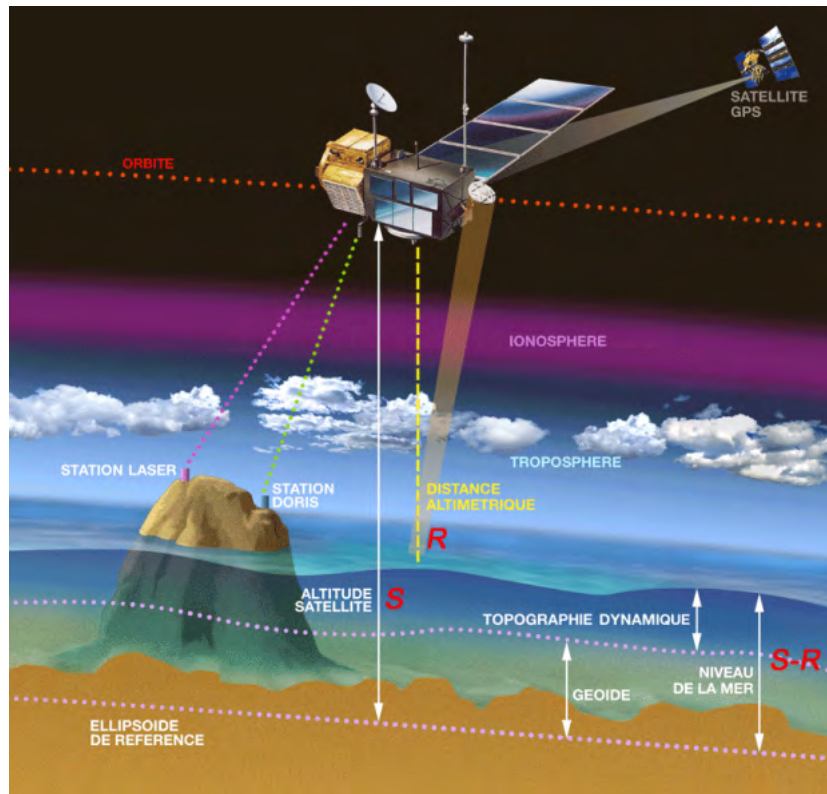


FIGURE 1.3 – Principe de l'altimétrie spatiale (crédits : CNES).

Lors de l'émission de l'onde radar par l'altimètre, celle-ci rencontre différentes sources de perturbations qui doivent être prises en compte dans le calcul de la distance altimétrique, et par conséquent dans l'estimation de la SSH. Le signal émis dans l'atmosphère est réfracté par l'effet des différentes couches de la ionosphère et des gaz secs et humides présents dans l'atmosphère, ce qui induit une sur-estimation de la distance altimétrique. Par ailleurs, l'onde radar interagit avec la surface océanique lors de sa réflexion et l'intensité de son interaction dépend de la rugosité de surface (caractérisée selon l'intensité et la période des vagues générées par le vent). Par construction, la réponse du signal de l'onde radar est différente selon sa réflexion sur un creux ou une crête de la vague (le flux d'énergie réfléchi est maximal sur un creux, et minimal sur une crête). Il est donc nécessaire de connaître l'état de surface afin de pouvoir prendre en compte son impact sur la distance altimétrique et corriger l'estimation de la SSH. Enfin, d'autres facteurs viennent perturber le

3. *Sea Surface Height*

signal de l'onde radar, tels que la dynamique des marées. Des erreurs intrinsèques à l'instrument s'ajoutent également aux corrections à effectuer pour définir la distance altimétrique réelle.

2.2 Les missions altimétriques

Depuis le milieu des années 80 avec le lancement du premier satellite Geosat (en 1985), l'altimétrie a bénéficié de nombreuses missions, fournissant des mesures de la topographie océanique de manière continue dans le temps et couvrant de plus en plus de surface.

Les années 1990 ont marqué le début de la continuité temporelle des mesures altimétriques, permettant ainsi d'évaluer l'évolution du niveau des océans et son impact climatique à long terme. Dans le cadre de l'observation de l'atmosphère et des océans, l'ESA lance sa première mission altimétrique ERS-1 en 1991, dont la continuité est assurée par les missions ERS-2 en 1995, puis Envisat en 2002 (Benveniste et al. (2001)). Les mesures sont aujourd'hui intégrées aux programmes internationaux d'étude du climat (GOOS⁴ et GODAE⁵/Mercator. La constellation des satellites Sentinel (Sentinel-3A et B) et assurera la continuité des mesures de la mission Envisat (Malenovsky et al. (2012)). Sentinel-3A en est le premier et a été mis en orbite en 2016. L'innovation technologique de son altimètre, par rapport aux missions précédentes, assure une résolution spatiale plus fine des mesures. En effet, contrairement à ses prédécesseurs fonctionnant en mode "basse résolution", typique de l'altimétrie conventionnelle (mode LRM⁶), l'altimètre sur Sentinel-3A effectuera des mesures "haute résolution", en mode SAR⁷, permettant d'avoir une description de la surface des océans à 300 m de résolution. Pour une description plus détaillée des deux modes de mesures altimétriques SAR et LRM, on pourra se référer à Raney (1998) et Wingham et al. (2006).

Fruit d'une collaboration franco-américaine entre le CNES et la NASA, le satellite Topex-Poseidon a été mis en orbite en 1992. Cette mission, fondée sur la volonté de fournir une description de la circulation océanique à long terme en survolant 95% de la surface océanique en un cycle de 10 jours (Fu et al. (1994)), a perduré durant 13 ans. En plus de suivre l'évolution de la topographie des océans et son rôle dans l'interaction océan-atmosphère, cette mission a permis d'établir les premières tendances de variation du niveau moyen des mers à l'échelle globale (Larnicol et al. (1995), Ducet et al. (2000)). La série des Jasons assurera la continuité de cette mission avec le lancement de Jason-1 en 2001 (Ménard et al. (2003)), Jason-2 en 2008 (Lambin et al. (2010)) et Jason-3 en 2015. La mission Jason-1 est démonstrative des évolutions technologiques et méthodologiques des instruments entre deux missions successives, tout en assurant la continuité et l'homogénéité de leurs mesures. En effet, elle bénéficie de nouvelles contraintes de réduction du poids et de la consommation

4. *Global Ocean Observing System*

5. *Global Ocean Data Assimilation Experiment*

6. *Low Resolution Mode*

7. *Synthetic Aperture Radar*

des instruments, ainsi que du développement et de l'utilisation de méthodes innovantes de distribution des données en quasi-temps réel, dans le cadre de la mise en place de l'océanographie opérationnelle (Le Traon et al. (2015) ; Leben et al. (2002)).

Enfin, une collaboration franco-indienne permet la mise en orbite du satellite SARAL en 2012. La principale valeur ajoutée de cette mission provient des mesures en bande Ka de son altimètre AltiKa, d'une part. Habituellement à 13.5 GHz (en bande Ku), les mesures à 35.75 GHz fournissent une meilleure résolution spatiale (de 8 km de diamètre, contre 20 km pour les mesures Jason-2 et 15 km pour Envisat), permettant une observation plus fine de la hauteur des vagues, ainsi que des glaces, des zones côtières et des eaux continentales. Les apports et exigences de cette mission sont détaillés plus amplement par Verron et al. (2015).

Grâce à l'évolution des instruments d'une part, et des méthodes d'estimation du positionnement du satellite sur son orbite d'autre part (Tapley et al. (1994) ; Scharroo and Visser (1998) ; Luthcke et al. (2003)), les mesures de la topographie océanique bénéficient d'une précision de plus en plus fine. Les bilans d'erreurs des mesures GDR⁸, moyennés sur un intervalle de temps de 1 s, ont en effet évolué de quelques centimètres pour la mission Geosat au centimètre aujourd'hui. L'amélioration des connaissances de l'état de mer et de la transmission atmosphérique ont également fortement contribué à cette évolution de la précision des mesures. Le tableau 1.1 regroupe l'ensemble des missions altimétriques et les collaborations impliquées, leurs périodes de validité, ainsi que la précision des mesures altimétriques correspondantes. Parmi elles, les missions futures sont également citées.

Dans le cadre des exigences actuelles en océanographie (définies par le GCOS⁹, WMO (2011)), de futures missions altimétriques vont voir le jour dans les années qui suivent. Elles ont comme objectif commun de fournir des mesures de la topographie avec des échantillonnages plus fins en temps et en espace, afin de favoriser l'accès aux petites échelles et de réduire les incertitudes à l'échelle régionale. Dans ce but, de nouvelles technologies sont exploitées, telle que l'interférométrie radar à fauchée dans le cas de l'altimètre de la future mission SWOT, dont l'objectif est double :

- sur le plan de l'océanographie : une description plus fine de la circulation océanique méso-échelle et sub-méso-échelles, notamment pour permettre la détection et le suivi des tourbillons océaniques et ainsi évaluer leur impact sur la circulation océanique globale. La technologie de mesures à double fauchée permettra par exemple de couvrir beaucoup plus de surface océanique au cours d'un cycle, comme le montre la figure 1.4 ;
- sur le plan de l'hydrologie : le suivi du cycle de l'eau pour contribuer à la gestion durable des ressources en eau.

8. *Geophysical Data Record*, base de données rassemblant l'ensemble des mesures altimétriques après application des différentes corrections

9. *Global Climate Observing System*

Exemple de limitation, la couverture du globe

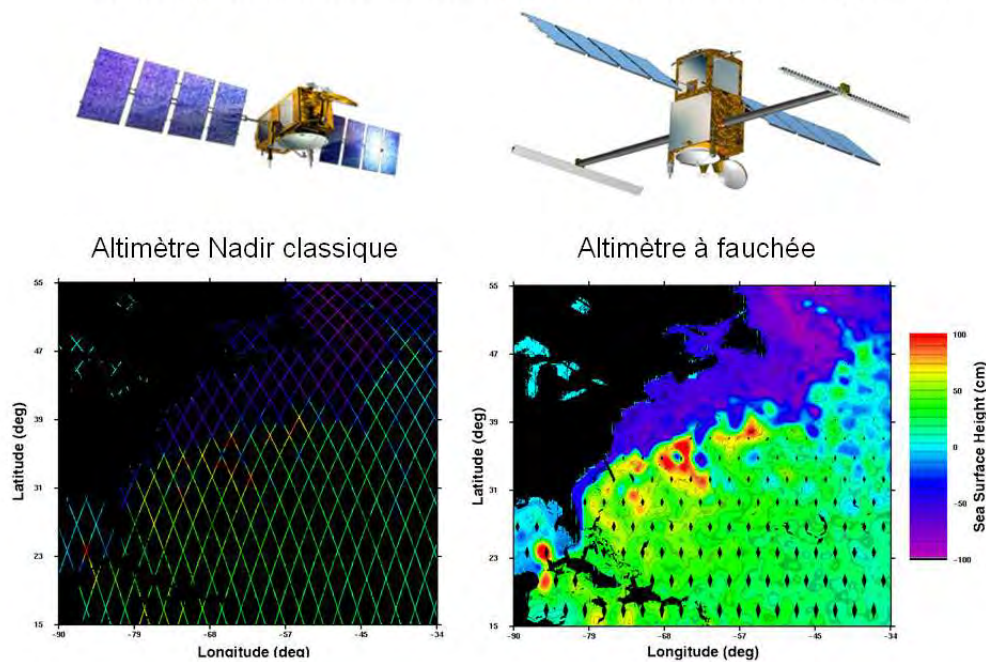


FIGURE 1.4 – Comparaison de la couverture océanique d'un altimètre classique et à fauchée, de type SWOT (crédits : CNES).

Dans la continuité de la mission Jason-3, le lancement de Jason-CS / Sentinel-6 est prévu en 2020, dans le cadre d'une collaboration entre l'ESA, EUMETSAT, l'Union Européenne, la NOAA, le CNES et la NASA (Scharroo et al. (2016)). Étant principalement dédiée à l'océanographie, en couvrant près de 95 % de la surface océanique (hors zones de glace), ses instruments sont similaires à ceux de ses prédécesseurs. En revanche, leurs technologies évoluent afin de suivre l'évolution de la circulation océanique à des échelles encore plus fines. L'altimètre Poséidon-4 de la mission Jason-CS travaillera notamment en mode *interleaved*, capable de fournir non-seulement des mesures moins bruitées et plus résolues grâce au mode SAR, mais aussi de produire en simultanée des mesures en mode LRM avec des performances similaires à celles des missions de la série des Jason (assurant ainsi la continuité avec les missions passées ; Moreau (2017)).

MISSION	COLLABORATION	PERIODE	PRECISION ¹⁰
Missions passées			
GEOSAT	NASA/CNES	1985 - 1990	4 cm ¹¹
ERS-1	ESA	1991 - 2000	3 cm ¹¹
Topex-Poseidon	NASA/CNES	1992 - 2006	2 cm ¹¹
ERS-2	ESA	1995 - 2011	3 cm ¹¹
Jason-1	NASA/CNES	2001 - 2013	2 cm ¹²
ENVISAT	ESA	2002 - 2012	2 cm ¹³
Missions en cours			
Jason-2	NASA/CNES	2008 -	1.7 cm ¹⁴
SARAL	ISRO/CNES	2013 -	1.49 cm ¹⁵
Sentinel-3A	ESA	2016 -	(non-disponible)
Jason-3	NASA/CNES	2016 -	1.7 cm ¹⁶
Missions futures			
SWOT	NASA/CNES	2020	
Jason-CS/Sentinel-6A	NASA/CNES	2021	
Jason-CS/Sentinel-6B	NASA/CNES	2026	

TABLE 1.1 – Liste des principales missions altimétriques passées, présentes et futures, les collaborations correspondantes, leur période de validité ainsi que l’erreur de mesure des différentes missions.

2.3 Les corrections altimétriques

Une étape importante pour l’estimation du niveau de la mer à partir des mesures altimétriques est la correction de la distance altimétrique des diverses perturbations atmosphériques, de la surface, et instrumentales. Plusieurs facteurs de nature différente contribuent de manière plus ou moins importante à retarder le signal entre l’émission initiale de l’onde radar et son retour vers l’altimètre. Il est donc indispensable d’isoler la contribution de chaque élément afin de minimiser l’erreur commise sur l’estimation finale du niveau des océans. On catégorise les différentes

10. bruit de mesure calculé sur les produits GDR, moyenné sur une seconde

11. Fu and Cazenave (2000)

12. Ménard et al. (2003)

13. rapport annuel de Calibration/Validation pour Envisat (communication personnelle)

14. rapport annuel de Calibration/Validation pour Jason-2, disponible sur https://www.aviso.altimetry.fr/fileadmin/documents/data/tools/hdbk_j2.pdf

15. rapport annuel de Calibration/Validation pour AltiKa, disponible sur https://www.aviso.altimetry.fr/fileadmin/documents/calval/validation_report/AL/annual_report_al_2016.pdf

16. similaire à Jason-2

corrections selon leur nature (voir le tableau récapitulatif 1.2).

On distingue en premier lieu les corrections instrumentales, directement liées à l'altimètre. De l'ordre de quelques centimètres, elles concernent notamment les erreurs liées aux dérives de datation des horloges internes de l'altimètre.

Les corrections de surface interviennent du fait de la réflexion de l'onde radar sur la surface océanique. Elles sont dues au biais d'état de mer et à l'effet du baromètre inverse. Le biais d'état de mer est dû à la réflexion hétérogène de l'onde radar à la surface de l'océan, de par la présence de vagues au sein de son empreinte au sol, les creux réfléchissant plus de signal que les bosses. Il est déterminé par des algorithmes empiriques et varie de quelques dizaines de centimètres selon la hauteur des vagues. Par ailleurs, l'impact des variations de la pression atmosphérique sur la surface océanique est prise en compte par l'effet du baromètre inverse. Selon la pression atmosphérique, cette correction est de l'ordre d'une dizaine de centimètres.

Les corrections des marées incluent à la fois les marées océaniques (mouvement périodique des masses d'eau du fait des forces de gravitation du soleil et de la lune), les marées solides (élévation de la croûte terrestre également dû à l'effet gravitationnel entre le soleil et la lune) et polaires (dues aux variations de l'axe de rotation de la Terre). La correction due aux marées océaniques varient de 1 m en plein océan à 15-20 m près des côtes. Quand aux corrections des marées solides et polaires, elles sont de l'ordre de 50 cm et 2 cm, respectivement.

Enfin, l'atmosphère n'étant pas homogène, les corrections dues à la propagation de l'onde radar dans les différentes couches de l'atmosphère sont également prises en compte à cause du phénomène de réfraction. La présence d'électrons dans la ionosphère induit une correction ionosphérique, de l'ordre de quelques dizaines de centimètres. Les gaz et la vapeur d'eau des différentes couches atmosphériques impliquent la nécessité d'une correction troposphérique sèche et humide, variant de 2-3 mètres pour la correction troposphérique sèche et de 0 à 50 cm dans le cas de la correction troposphérique humide.

Une des applications phares de la topographie dynamique des océans réside dans l'estimation de la hauteur du niveau moyen des océans (MSL¹⁷), une des variables clés du changement climatique. Celle-ci est estimée à 3.4 mm/an sur la période de 1993 à 2008 (Ablain et al. (2009)), avec de fortes variations saisonnières, essentiellement gouvernées par les événements ENSO (El Niño Southern Oscillation). L'erreur associée est aujourd'hui estimée à +/-0.6 mm/an. Un bilan d'erreur de chacune de ces corrections sur l'estimation du MSL (Ablain et al. (2009)) met en évidence la contribution majoritaire de la correction troposphérique humide : pour une erreur de MSL de +/-0.6 mm/an entre 1993 et 2008, l'erreur due à la correction troposphérique humide est de +/- 0.3 mm/an (voir le tableau 1.2). Ainsi, indissociable des mesures altimétriques, et dans un soucis constant d'amélioration de la précision des mesures altimétriques, la correction troposphérique fait encore l'objet de nombreuses études.

17. *Mean Sea Level*

Elle souffre en particulier d'un décalage croissant entre la résolution spatiale des mesures permettant de l'estimer (dépendante de la mission, au mieux de 10 km de diamètre dans la cas de la mission SARAL/AltiKa) et la résolution des mesures altimétriques, en constante évolution vers des précisions de plus en plus fines (les mesures SAR, déjà opérées par les altimètres à bord de la mission Sentinel-3A et Cryosat, un satellite mission altimétrique dédiée à l'observation des glaces polaires, fournissent des mesures jusqu'à 300 m de résolution). Par ailleurs, la correction troposphérique humide dépendant directement du contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère, est très variable dans le temps et l'espace. Il est donc actuellement très difficile d'appréhender son comportement aux plus petites échelles et ainsi d'évaluer son impact sur les mesures altimétriques. Ces aspects incitent donc d'adapter à la fois les instruments permettant de mesurer la correction troposphérique humide, et les algorithmes d'estimation.

Nature	Ordre de grandeur	Contribution à l'erreur sur la MSL (0.6 mm/an)	Erreur d'estimation ¹⁸
CORRECTIONS LIÉES A L'INSTRUMENT			
	<10 cm	0.15 mm/an (erreur d'orbite)	1.5 cm
CORRECTIONS LIÉES A LA SURFACE			
biais d'état de mer	10-50 cm		0.2 cm
baromètre inverse	10 cm	0.1 mm/an	
CORRECTIONS LIÉES AUX MARÉES			
océaniques	de 1 m à 15-20 m		1.0 cm
polaires	2 cm		
solides	50 cm		
CORRECTIONS ATMOSPHÉRIQUES			
ionosphère	10-50 cm		0.2 cm
troposphère sèche	2-3 m	0.1 mm/an	0.7 cm
troposphère humide	0-50 cm	0.3 mm/an	0.2 cm

TABLE 1.2 – Liste des corrections appliquées à la mesure de la distance altimétrique, leur nature, leur ordre de grandeur et l'impact des erreurs sur la MSL, d'après Ablain et al. (2009). La dernière colonne regroupe le bilan d'erreur sur chaque correction.

18. valeurs issues du bilan d'erreur global de l'altimètre Jason-2, moyenné sur des périodes temporelles courtes (inférieures à 10 jours), (source : rapport annuel de Calibration/Validation pour Jason-2)

3 La correction troposphérique humide

3.1 Les différentes sources de mesure

Lors de son passage dans la troposphère, l'onde radar est réfractée par la présence des différentes molécules de gaz, induisant un allongement de la distance parcourue le long de son trajet satellite-surface-satellite. La température, la pression, l'humidité et l'eau liquide nuageuse gouvernent l'intensité de cette réfraction (Liebe (1985)). Afin de détailler la contribution de chacun de ces paramètres au retard du signal altimétrique, nous reprenons la démarche de Fu and Cazenave (2000).

Pour un altimètre situé à la distance R de la surface océanique, au nadir, la correction liée au retard de l'onde radar lors de son passage dans un milieu non-dispersif est exprimée en fonction de son indice de réfraction η par :

$$\Delta R = \frac{c}{2} \int_0^T \frac{\eta - 1}{\eta} dt \quad (1.1)$$

où c est la vitesse de la lumière et T est le temps mis par l'onde radar pour effectuer l'aller-retour entre l'altimètre et la surface de l'océan. La réfractivité du milieu étant définie par $N = 10^6(\eta - 1)$, avec $dz = \frac{c}{\eta} dt$, la correction ΔR peut s'exprimer plus simplement par :

$$\Delta R = 10^{-6} \int_0^R N(z) dz \quad (1.2)$$

La réfractivité N varie selon le type de gaz que traverse l'onde radar : les gaz secs tels que l'ozone ou l'oxygène, n'ont pas le même effet sur la réfractivité que la vapeur d'eau ou de l'eau liquide nuageuse. On distingue ainsi la réfractivité des gaz secs, à l'origine de la correction troposphérique sèche (ΔR_{dry}), dont l'ordre de grandeur est précisé dans le tableau 1.2 ; et la réfractivité de la vapeur d'eau et de l'eau liquide nuageuse, à l'origine de la correction troposphérique humide ($\Delta R_{vap,liq}$). Cette dernière fait l'objet de cette thèse.

La réfraction due à l'eau liquide nuageuse est définie par :

$$N_{liq}(z) = \beta_{liq} \cdot \rho_{liq}(z) \quad (1.3)$$

où ρ_{liq} est la densité d'eau liquide nuageuse et β_{liq} une constante, déterminée de manière empirique ($\beta_{liq} = 1.6 \times 10^6 \text{ cm}^3/g$), issue de Resch (1984). En reprenant l'équation 1.2 de la correction de la distance altimétrique en fonction de la réfractivité $N(z)$, la part de l'eau liquide nuageuse s'exprime par :

$$\Delta R_{liq} = 10^{-6} \int_0^R N_{liq}(z) dz = 1.6 L_z \quad (1.4)$$

où $L_z = \int_0^R \rho_{liq}(z) dz$ est le contenu intégré en eau liquide nuageuse, de la surface

au sommet de l'atmosphère. Dans l'hypothèse de conditions non-précipitantes, l'estimation de L_z par mesures micro-ondes passives à différentes fréquences (Keihm and Ruf (1995); Wentz (1997)) résulte en une correction ΔR_{liq} ne dépassant que rarement 1% de la part de la vapeur d'eau dans la correction troposphérique humide totale. De ce fait, celle-ci sera exprimée dans la suite de cette thèse en terme de vapeur d'eau seulement. Nous l'appellerons DH par la suite.

D'après Smith and Weintraub (1953), la réfractivité due à la vapeur d'eau peut être quant à elle définie par :

$$N_{vap}(z) = \beta_{vap} \cdot \frac{P_{vap}(z)}{T^2(z)} \quad (1.5)$$

où β_{vap} est une constante, définie de manière empirique par $\beta_{vap} = 3.74K^2/mbar$ par Liebe (1985). $P_{vap}(z)$ est la pression partielle de vapeur saturante, exprimée en mbar et T la température en K. En considérant la vapeur d'eau comme un gaz parfait, et en exprimant $P_{vap}(z)$ en fonction de R_{vap} , la constante des gaz parfaits pour 1 g de vapeur d'eau ($R_{vap} = 4.613.10^6(g.K)^{-1}$), la température T(z) et la densité de vapeur d'eau $\rho_{vap}(z)$, l'équation 1.5 peut être simplifiée par :

$$N_{vap}(z) = \beta_{vap} \cdot R_{vap} \frac{\rho_{vap}(z)}{T(z)} \quad (1.6)$$

Selon l'équation 1.2, la correction troposphérique humide s'exprime alors par l'équation suivante :

$$DH = 10^{-6} \int_0^R N_{vap}(z) dz = \beta'_{vap} \int_0^R \frac{\rho_{vap}(z)}{T(z)} dz \quad (1.7)$$

avec $\beta'_{vap} = 10^{-6} R_{vap} \beta_{vap} = 1720K.cm^3.g^{-1}$.

Une approximation simplifiée permet d'exprimer la correction troposphérique humide en fonction du contenu intégré en vapeur d'eau de la surface au sommet de l'atmosphère, appelé TCWV, en approchant la température T(z) par une température effective T_{eff} :

$$DH = K \times TCWV = 6.4 \times TCWV \quad (1.8)$$

où K dépend de T_{eff} , de constantes empiriques et des propriétés physiques de la vapeur d'eau : $K = \frac{\beta'_{vap}}{T_{eff}}$, et $TCWV = \int_0^R \rho_{vap}(z) dz$ (Liu and Mock (1990)).

Néanmoins, sa définition physique est plus complexe en pratique puisque la vapeur d'eau présente une importante variabilité temporelle et spatiale, y compris sur la verticale, rendant parfois incertaine l'estimation de sa valeur intégrée. L'estimation de cette grandeur fait donc l'objet de nombreuses études et il existe aujourd'hui diverses approches permettant d'estimer les paramètres atmosphériques contribuant à la correction troposphérique humide, ou directement la quantité intégrée elle-même.

Nous listons ci-dessous les principales approches.

Les modèles de Prévision numérique du Temps (PNT)

Les modèles de PNT ont l'avantage de fournir des prévisions et des analyses des différents paramètres atmosphériques et de surface de manière globale à une échéance de temps régulière. Représentant la meilleure estimation possible de l'état de l'atmosphère en un temps t , les profils atmosphériques de température, d'humidité et de pression issues des analyses sont actuellement utilisés pour estimer la correction troposphérique humide, à partir de l'équation 1.7. Ces estimations, co-localisées aux mesures altimétriques en temps et en espace, constituent une référence commune pour l'inter-comparaison de missions altimétriques et l'évaluation de la stabilité du radiomètre de chaque mission dans le temps. En revanche, la correction troposphérique humide issue du modèle est estimée à des échéances de temps et une résolution spatiale fixes (toutes les 6 heures et tous les 200 km, par exemple), générant des différences non-négligeables par rapport à la correction troposphérique humide estimée par un radiomètre altimétrique (Legeais et al. (2014)).

Les radiosondages

La correction troposphérique humide est également estimée à partir des mesures de profils verticaux de température, d'humidité et de pression, effectuées par des ballons-sondes, de la surface jusqu'à une altitude variant autour de 20 à 30 km dans l'atmosphère. Cette méthode d'estimation constitue une référence importante pour l'évaluation des performances des algorithmes opérationnels d'estimation de la correction troposphérique humide. Par construction, elles restent néanmoins très ponctuelles et rares en plein océan (cf figure 1.5 de répartition des radiosondages sur la période 2005-2016).

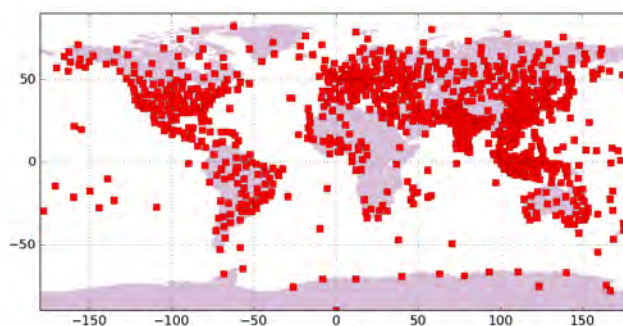


FIGURE 1.5 – Répartition spatiale des ballons-sondes effectuant les radiosondages sur la période de 2005-2016.

Les mesures issues du réseau GNSS ¹⁹

Une autre méthode est utilisée pour estimer la correction troposphérique humide à partir des mesures du réseau de stations GNSS. Les signaux se propageant du système GNSS embarqué aux récepteurs au sol sont également sujets à la réfraction atmosphérique, qui est quantifiée sous la forme d'une composante sèche (la correction troposphérique sèche) et humide (la correction troposphérique humide). La réfraction atmosphérique est calculée dans la direction du zenith du signal radio émis par les satellites environnants. La correction troposphérique humide est ensuite déduite de la différence entre le retard total et la contribution sèche. Le réseau de stations GNSS est illustré dans la figure 1.6 sur la période de 2005 à 2016 (réseau de l'IGS ²⁰, Villiger and Dach (2016)), et représente aujourd'hui plus de 500 stations.

Actuellement, la qualité des estimations issue de mesures GNSS est très proche de la correction troposphérique humide du radiomètre, avec des différences inférieures à 3 mm sur une période de 3 mois (Loyer (2017)). Ces scores permettent ainsi d'avoir recours à la correction troposphérique humide GNSS dans le cas de mesures radiomètres manquantes, dû à des anomalies de fonctionnement de l'instrument, ou aux conditions de surface complexes comme en régions côtières par exemple. En revanche, cette méthode reste limitante en plein océan, où les mesures y sont plus rares.

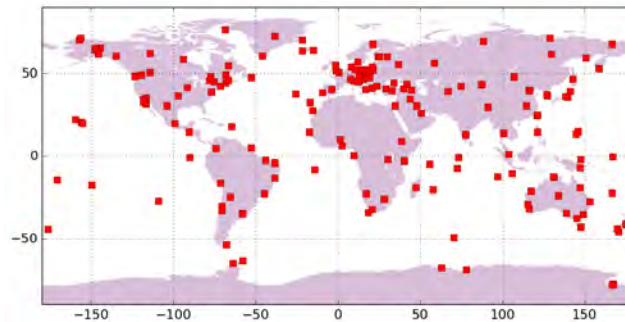


FIGURE 1.6 – Répartition spatiale des stations GPS au sol, sur la période de 2005 à 2016.

Les radiomètres micro-ondes

Compte-tenu de la forte variabilité de la vapeur d'eau atmosphérique, et des limitations géographiques des autres sources d'observation citées précédemment, l'utilisation de mesures d'un radiomètre micro-ondes, couplé à un altimètre sur une mission donnée, est la solution la plus adaptée pour fournir des estimations de la correction troposphérique humide satisfaisant les exigences actuelles de l'altimétrie (Legeais et al. (2014); Stum et al. (2011)). Wilheit (1978) et Wilheit et al. (1980) montrent que la quantité intégrée de vapeur d'eau de la surface au sommet de l'atmosphère peut être estimée à partir de mesures micro-ondes passives, à des

19. *Global Navigation Satellite System*

20. *International GNSS Service*

fréquences variant entre 0 et 50 GHz, à condition de connaître la contribution de l'eau liquide nuageuse et de la surface dans le signal. C'est ce qui est exploité pour estimer la correction troposphérique humide, en utilisant des algorithmes statistiques, aussi appelés algorithmes d'inversion, permettent de lier les mesures du radiomètre à la correction troposphérique humide correspondante (Keihm et al. (1995)). Ces approches permettent aujourd'hui d'estimer la correction troposphérique humide en plein océan, à 50 km des côtes, et d'atteindre des échelles spatiales en deçà des 200 km, allant jusqu'à la dizaine de km. Plus de détails sur les différents algorithmes, leurs performances et leurs limites seront présentés dans la section 3.3.

Les méthodes mixtes

Afin d'optimiser sa couverture spatiale et temporelle, et dans le but de réduire les zones de fortes incertitudes sur la correction troposphérique humide estimée par les mesures radiomètre, des méthodes mixtes sont exploitées, pour combiner deux sources distinctes d'estimations. La combinaison de la correction troposphérique humide du modèle et celle du radiomètre est employée par Stum (1994) pour fournir des estimations continues, dans le cadre des missions altimétriques Topex/Poseidon et ERS-1. Cette méthode est notamment utilisée pour évaluer la stabilité du radiomètre à bord d'une mission altimétrique (Thao et al. (2014)). Pour une couverture globale des estimations de correction troposphérique humide, Fernandes et al. (2015) développe une méthode de combinaison de correction troposphérique humide des mesures GNSS, avec celle du radiomètre issue de plusieurs missions en vol, et la celle du modèle atmosphérique, issue des ré-analyses du modèle ECMWF ERA-Interim²¹. Cette méthode permet principalement de s'affranchir de la contamination des mesures du radiomètre par la terre en régions côtières. Notons cependant que les ré-analyses empêchent une utilisation de la méthode en temps réel.

3.2 Les mesures radiométriques

3.2.1 Principe de la mesure

Les radiomètres ne fournissent pas directement une mesure de la correction troposphérique humide, ni une mesure de températures de brillance, mais un compte proportionnel à une tension électrique reçue par le récepteur. La conversion de ce compte en température de brillance nécessite plusieurs phases d'étalonnage : un premier étalonnage au sol, effectué en laboratoire dans les conditions proches de celles de l'instrument en vol, et un étalonnage régulier durant le vol de l'instrument.

L'étalonnage au sol permet d'établir, dans un premier temps, la paramétrisation du modèle radiométrique. Celui-ci est représenté par une relation linéaire entre la température d'antenne, en entrée du récepteur, et le compte d'antenne, en sortie. Une série d'expériences est ainsi menée pour établir la variation des valeurs des composants selon la température de fonctionnement de l'antenne. Une telle paramétrisation

21. *European Center for Medium Range Weather Forecast - European ReAnalysis*, voir Dee et al. (2011) pour une description du modèle

de la relation entre température et compte d'antenne permet de définir les coefficients de gain d'antenne (la pente de la relation linéaire) et d'offset (l'ordonnée à l'origine).

Dans un second temps, les caractéristiques du diagramme de rayonnement, résultant de l'interaction entre la source et le réflecteur, sont établies. Il s'agit principalement de quantifier la contribution des radiations perçues par le réflecteur, provenant de toutes les directions. L'antenne étant orientée, elle est plus sensible aux radiations provenant de sa direction de visée, ce qui constitue le lobe principal de l'antenne. Cette étape permet ainsi de convertir la température d'antenne en une température de brillance, définie comme la contribution du lobe principal.

Une fois en vol, un nouveau point d'équilibre s'établit, dû aux perturbations de l'instrument et de ses composants (vibrations, présence d'autres instruments au voisinage de l'antenne). Cette phase vient modifier la paramétrisation initiale de l'étalonnage au sol. Le gain d'antenne est alors réajusté en fonction d'un système d'étalonnage interne au radiomètre, en utilisant une source froide, correspondant au fond cosmologique à une température stable de 2.7 K, et une source chaude, une cible interne au radiomètre à température ambiante, pour réajuster la paramétrisation initiale du modèle radiométrique. Cette approche a été utilisée pour l'étalonnage des radiomètres à bord de la majorité des missions altimétriques (Topex/Poseidon (Ruf et al. (1995)), ERS (Bernard et al. (1993)), Envisat (Obligis et al. (2006)), AltiKa (Steunou et al. (2015))). Pour les missions Jason, une diode de bruit à la température connue est utilisée comme source froide et sa stabilité est analysée par Brown et al. (2007). Néanmoins, les phases d'étalonnage en vol étant fortement dépendante des composants et instruments de chaque mission, les mesures de température de brillance estimées à l'issue des phases d'étalonnage sont différentes pour une même cible donnée, selon l'instrument. Ces différences sont à l'origine de biais systématiques sur les températures de brillance entre les différentes missions.

3.2.2 La température de brillance

Les radiomètres sont des instruments passifs : ils mesurent le rayonnement électromagnétique résultant de l'émission propre de la surface et de l'atmosphère, de la réflexion de cette dernière sur la surface de la Terre et de l'absorption par les différentes couches atmosphériques, dans le domaine des micro-ondes, à des fréquences variant de 1 à 300 GHz. Les températures de brillance mesurées sont exprimées en température d'un équivalent corps noir (en Kelvin).

Un corps noir absorbe tout rayonnement reçu, sans qu'il ne soit réfléchi ou diffusé. La température de brillance d'un corps est donc la température d'un corps noir, si celui-ci émettait la même intensité que celle émise par ce corps à une longueur d'onde λ donnée. Pour une longueur d'onde, et une direction de rayonnement donné, la température de brillance, TB, d'un corps est définie par :

$$TB(f, \theta) = \varepsilon(f, \theta) \times T \quad (1.9)$$

où T est la température du corps étudié et ϵ est son émissivité, à savoir : sa capacité à absorber et ré-émettre l'énergie reçue. L'émissivité est a-dimensionnelle et est définie par le rapport entre le flux d'énergie électromagnétique du corps étudié et celui d'un corps noir. Ce flux d'énergie est défini par la luminance L qui s'exprime selon la loi de Planck en unité de surface, d'angle solide et de longueur d'onde (Ulaby (1981)) :

$$L(\lambda, T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5} \times \frac{1}{\exp \frac{hc}{\lambda kT} - 1} \quad (1.10)$$

Dans le domaine des micro-ondes, l'approximation de Rayleigh-Jeans permet de simplifier l'équation 1.10, qui devient alors :

$$L(\lambda, T) = \frac{2kcT}{\lambda^4} \quad (1.11)$$

Revenons à l'émissivité d'un corps donné : plus elle est importante, plus le corps s'approche d'un corps noir. Un exemple concret est la glace de mer en Arctique, dont l'émissivité de surface est très élevée, autour de 0.9, pour les fortes fréquences du domaine des micro-ondes. Elle se différencie de l'émissivité de la surface océanique variant autour de 0.5. La capacité de la glace de mer à absorber et ré-émettre l'énergie reçue est donc beaucoup plus importante que sur océan.

3.2.3 Le transfert radiatif

La température de brillance mesurée par le radiomètre dépend de la fréquence de la mesure et du milieu dans lequel elle est mesurée. Un modèle de transfert radiatif permet de simuler les températures de brillance à une fréquence donnée en fonction des conditions atmosphériques (Liebe (1985) ; Rosenkranz (1998)). En faisant l'hypothèse d'une atmosphère non-diffusante, à l'équilibre thermodynamique et constituée de couches parallèles, la température de brillance reçue au sommet de l'atmosphère par le radiomètre provient de trois contributions principales, schématisées dans la figure 1.7 :

- une contribution ascendante de l'atmosphère dont le rayonnement au travers de ses différentes couches est directement émis vers le sommet de l'atmosphère ;
- une contribution descendante de l'atmosphère dont le rayonnement au travers de ses différentes couches est réfléchi par la surface vers le sommet de l'atmosphère ;
- une contribution ascendante de la surface dépendant des propriétés de surface : sa température superficielle et son émissivité, très variables selon le type de surface (surfaces océanique, continentale, de glace continentale, de glace de mer) ;
- bien que négligeable vis-à-vis des autres éléments, la contribution extraterrestre vient s'ajouter au calcul de la température de brillance. Elle comprend les rayonnements cosmiques, solaires.



FIGURE 1.7 – Sources de rayonnements contribuant à la mesure de température de brillance par le radiomètre au sommet de l’atmosphère

On exprime alors la température de brillance mesurée à l’angle θ , à une fréquence ϑ donnée, par l’expression suivante (Ulaby (1981)) :

$$TB(\theta, \vartheta) = \varepsilon_{surf}(\theta, \vartheta).T_{surf}.\Gamma(\theta) + (1 - \varepsilon_{surf}(\theta, \vartheta)).\Gamma(\theta).T_{\downarrow}(\theta, \vartheta) + T_{\uparrow}(\theta, \vartheta) \quad (1.12)$$

où ε_{surf} et T_{surf} sont l’émissivité et la température de la surface sous la mesure, respectivement. Γ est la transmission atmosphérique. T_{\downarrow} et T_{\uparrow} sont le rayonnement atmosphérique descendant et ascendant, respectivement, intégrés sur l’ensemble des couches de l’atmosphère. Ils sont fonction de l’absorption atmosphérique α et de la température T à l’altitude z , et sont définis par :

$$\begin{aligned} T_{\downarrow}(\theta, \vartheta) &= \int_0^\infty \alpha(\vartheta, z).e^{-\int_0^z \alpha(\vartheta, z')dz'}.T(z).dz \\ T_{\uparrow}(\theta, \vartheta) &= \int_0^\infty \alpha(\vartheta, z).e^{-\int_z^\infty \alpha(\vartheta, z')dz'}.T(z).dz \end{aligned} \quad (1.13)$$

3.2.4 Les différentes fréquences et leurs sensibilités

La sensibilité des mesures de températures de brillance aux différents composants de l’atmosphère est plus ou moins importante selon la fréquence (Dicke et al. (1946)). En effet, les molécules de gaz tels que l’oxygène, ou la vapeur d’eau, ont un impact différent sur la température de brillance mesurée, et altèrent la mesure de manière plus ou moins intense selon la fréquence. On exprime cet impact par l’absorption, soit l’atténuation, du rayonnement électromagnétique lors de son passage à travers les différentes molécules de gaz.

On représente dans la figure 1.8 la transmission, phénomène inverse de l’absorption, en fonction de la fréquence, dans le domaine des micro-ondes (entre 0 et 300

GHz). Dans cette bande de fréquences, la transmission due aux molécules d'oxygène et de vapeur d'eau de l'atmosphère est très variable, signifiant une sensibilité importante de certaines fréquences aux variations de température et de vapeur d'eau. Notons que ces aspects sont similaires pour d'autres plages de fréquences, comme aux fréquences IR²². Néanmoins, les mesures à ces fréquences semblent moins adaptées pour notre application puisqu'elles sont très sensibles aux nuages, et deviennent alors opaques vis-à-vis de la vapeur d'eau et autres paramètres physiques, en conditions nuageuses.

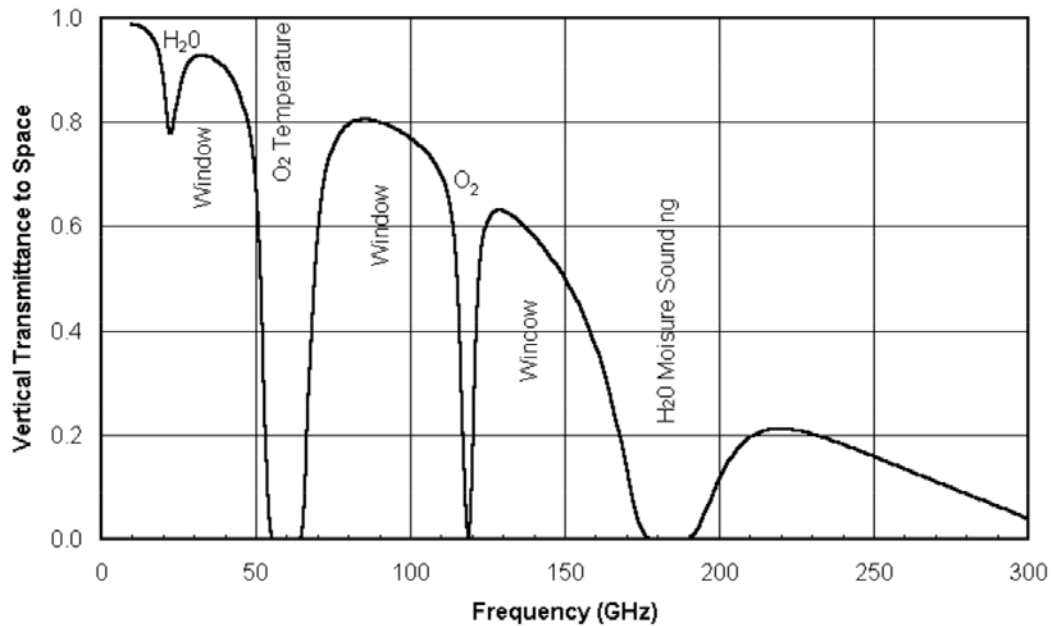


FIGURE 1.8 – Schéma de la transmission en fonction de la fréquence dans le domaine des micro-ondes.

A certaines fréquences, la transmission est minimale, ce qui signifie qu'un composant de l'atmosphère en particulier apparaît opaque et absorbe tout le rayonnement. Ces zones de minima de transmission correspondent aux bandes d'absorption de l'oxygène (répartie entre 53.596 GHz et à 118.577 GHz) et de la vapeur d'eau (à 22.235 GHz, 183.3101 GHz et 321.2256 GHz, Liebe et al. (1969) ; Liebe and Dillon (1969)). Des mesures de températures de brillance autour de ces fréquences permettent de quantifier la densité d'oxygène, donnant ainsi une information sur la température, ou de vapeur d'eau dans l'atmosphère. On appelle généralement ces fréquences : des canaux sondeurs.

A l'inverse, les fenêtres de transition entre deux bandes d'absorption, où la transmission est maximale, correspondent à des canaux fenêtre. Bien que la sensibilité des mesures à ces canaux, à l'oxygène ou à la vapeur d'eau, reste non-négligeable, la contribution de la surface y est beaucoup plus importante.

22. InfraRouge, définies de 3 THz à 400 THz

Les radiomètres embarqués à bord des missions altimétriques fournissent des mesures de températures de brillance à deux ou trois fréquences, selon les missions, et sont regroupés dans le tableau 1.3.

Une fréquence est commune à toutes les missions, située autour de la bande d'absorption de la vapeur d'eau, à 23.8 GHz (ou à 21 GHz pour la mission Topex/Poseidon), et permet de sonder le contenu en vapeur d'eau de la troposphère. Mais ce canal n'est pas suffisant : la présence d'au moins un canal supplémentaire variant entre 34 GHz et 37 GHz, plus sensible à l'eau liquide nuageuse, est nécessaire pour séparer la contribution des nuages dans les mesures de températures de brillance. Un troisième canal est inclut sur l'ensemble des missions NASA/CNES, fournissant des mesures de températures de brillance à 18.7 GHz (et à 18 GHz pour la mission Topex/Poseidon). Ce canal, également impacté par la vapeur d'eau car assez proche de la bande d'absorption à 22 GHz, apporte par ailleurs une information supplémentaire sur la rugosité et la température de surface océanique, dont les variations sont dues au vent. Les mesures de températures de brillance à cette fréquence permettent donc d'isoler la contribution de la surface.

MISSION	RADIOMÈTRE	FRÉQUENCES (en GHz)
ERS-1	MWR	23.8, 36.5
ERS-2	MWR	23.8, 36.5
ENVISAT	MWR	23.8, 36.5
Sentinel-3A	MWR	23.8, 36.5
Topex-Poseidon	TMR	18, 21, 37
Jason-1	JMR	18.7, 23.8, 34
Jason-2	AMR	18.7, 23.8, 34
Jason-3	AMR	18.7, 23.8, 34
SARAL	AltiKa	23.8, 37

TABLE 1.3 – Les radiomètres et leurs fréquences de mesures correspondantes, couplés aux différentes missions altimétriques, dédiés à l'estimation de la correction troposphérique humide.

3.3 Les algorithmes actuels

La méthode la plus adaptée pour corriger les mesures altimétriques de la vapeur d'eau atmosphérique repose sur l'exploitation des mesures de températures de brillance issues des radiomètres embarqués sur les différentes missions. Pour cela, différentes approches sont développées et tiennent compte de contraintes communes liées à la nature de l'ensemble des paramètres en jeu :

- l'aspect non-linéaire de la relation entre les températures de brillance et la

- correction troposphérique humide ;
- le caractère intégré des mesures radiométriques, contrairement à la correction troposphérique humide qui dépend des profils verticaux de pression, température, et vapeur d'eau de l'atmosphère.

Parmi les différentes approches, ou algorithmes d'inversion, utilisées jusqu'à aujourd'hui dans le cadre des missions altimétriques, on distingue les algorithmes empiriques et les algorithmes semi-empiriques.

3.3.1 Les algorithmes empiriques

Ils reposent sur la définition d'une relation directe entre les températures de brillance mesurées par le radiomètre et la correction troposphérique humide (cette relation est appelée la relation TB-DH par la suite). Pour paramétrer cette relation, aussi appelée fonction d'inversion des températures de brillance, une base d'apprentissage est générée et regroupe un ensemble de profils atmosphériques de pression, de température et de vapeur d'eau issue de radiosondages, par exemple, co-localisés en temps et en espace (en général à $\pm 1/2$ h et ± 100 km) à des mesures de températures de brillance. Ce type de méthode ne fait pas intervenir de modèle de transfert radiatif, puisque les mesures de températures de brillance sont utilisées directement, ce qui permet de s'affranchir des erreurs de modèle associées. Ainsi, cette méthode montre souvent de bonnes performances en termes d'estimations de correction troposphérique humide en plein océan.

En revanche, la représentativité de la base de donnée d'apprentissage a un impact direct sur la qualité de la correction troposphérique humide estimée par la fonction d'inversion, et sur sa cohérence physique avec les mesures de températures de brillance correspondantes. Or, par construction des algorithmes empiriques, dont la fonction d'inversion est le fruit d'une régression statistique, la relation TB-DH est représentative d'une situation océanique médiane, standard. Dans les régions où les profils atmosphériques s'éloignent de ces conditions, les performances des algorithmes empiriques sont donc fortement dégradées. C'est le cas notamment des régions d'upwelling, caractérisées par une inversion brutale de la température atmosphérique et un fort gradient de vapeur d'eau dans les basses couches. Comme on peut le voir dans la figure 1.9, les profils atmosphériques dans ces régions (ici, au large de la côte californienne) sont très différents du profil océanique moyen (en gras).

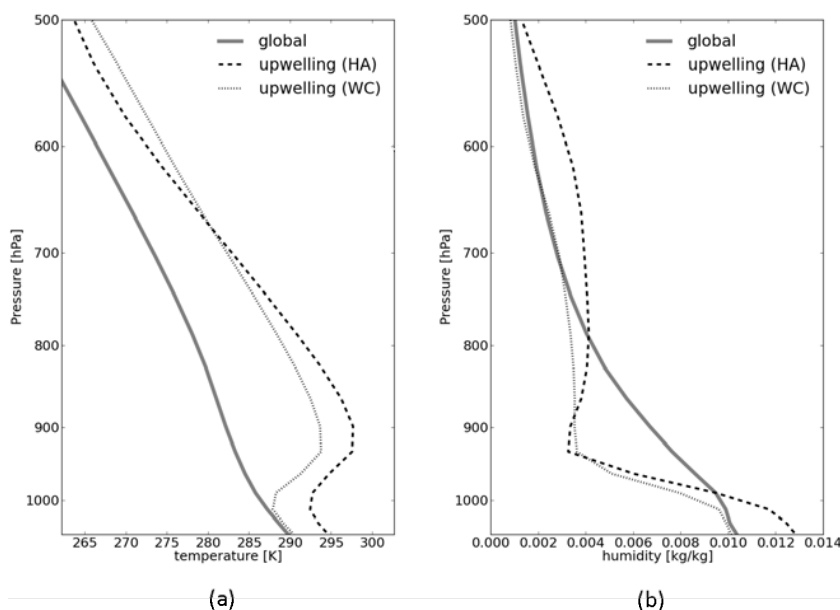


FIGURE 1.9 – Profils de température (a) et d’humidité spécifique (b) moyens dans deux régions d’upwelling (courbes pointillées) au large de la côte californienne (“WC”) et de la Mauritanie en Afrique de l’Ouest (“HA”), et comparaison avec les profils de température et d’humidité moyens globaux sur océan (courbes continues).

Une paramétrisation régionale de la fonction d’inversion des températures de brillance, en utilisant une base de données qui intègre la même dynamique atmosphérique, est alors nécessaire.

Enfin, une autre limite des algorithmes empirique est leur validité restreinte à une mission altimétrique donnée, puisque la relation TB-correction troposphérique humide est paramétrée par des températures de brillance mesurées par le radiomètre embarqué sur la même mission.

3.3.2 Les algorithmes semi-empiriques

Les algorithmes semi-empiriques sont similaires aux approches empiriques, dans la mesure où ils reposent également sur la paramétrisation d’une relation TB-DH à partir d’une base de données de profils atmosphériques et de paramètres de surface. En revanche, ils se distinguent par la nature de la fonction d’inversion des températures de brillance, qui est fortement contrainte par le modèle de transfert radiatif. En effet, les températures de brillance mises en jeu dans la relation TB-DH sont simulées à partir des paramètres atmosphériques de la base de données. Une régression statistique permet ensuite d’établir la fonction d’inversion des températures de brillance. On en distingue alors deux types : l’inversion par régression log-linéaire, utilisée plus classiquement, et l’inversion par réseau de neu-

rones.

La régression log-linéaire

L'approche par régression log-linéaire est la plus classiquement utilisée. Dans ce cas de figure, la relation TB-DH est définie par :

$$DH = B_0 + \sum_{i \in I} B_i \times \ln(280 - TB_i) \quad (1.14)$$

où I représente l'ensemble des fréquences i des TB_i simulées et les B_i sont les coefficients issus de la régression, dépendant de la fréquence. Les algorithmes semi-empiriques par régression log-linéaire ont été implémentés de manière opérationnelle pour estimer la correction troposphérique humide à partir des mesures du radiomètre TMR sur la mission Topex/Poseidon (Keihm et al. (1995)). Dans ce cas, la base d'apprentissage est constituée de profils atmosphériques issus de radiosondages. Pour la mission ERS-1, (Eymard et al. (1996)) utilise les paramètres atmosphériques issus des analyses du modèle de PNT ECMWF pour constituer la base d'apprentissage et paramétrer la fonction d'inversion des températures de brillance aux fréquences du radiomètre MWR. Dans le cas des missions Jason-1, un algorithme similaire à Keihm et al. (1995) est utilisé de manière opérationnelle pour estimer la correction troposphérique humide par Brown et al. (2004). Ces algorithmes permettent d'estimer la correction troposphérique humide en plein océan avec une précision globale de 1 cm rms sur océan (Keihm et al. (1995)), ce qui est conforme aux exigences officielles de l'altimétrie spatiale.

En revanche, la précision régionale sur la correction troposphérique humide estimée est moins bonne, notamment dans certaines régions dont la dynamique de l'atmosphère est particulière. On retrouve en effet les limites régionales communes aux algorithmes empiriques, par construction statistique de la fonction d'inversion. Ajoutons que les incertitudes sur la correction troposphérique humide estimée impactent le produit final de hauteur du niveau de la mer au niveau régional, pour à son tour impacter le niveau moyen global des océans de quelques cm rms (Fu and Cazenave (2000)).

Le réseau de neurones

L'approche par réseau de neurones constitue une méthode de régression statistique alternative aux méthodes classiques. Elle permet de restituer une information donnée (ici, la correction troposphérique humide) à partir d'un certain nombre de fonctions (les "neurones", représentées par des sigmoïdes) paramétrées par une base d'apprentissage (ici, constituée de paramètres atmosphériques et de surface). Elle présente des avantages majeurs par rapport aux méthodes classiques : c'est une méthode robuste, plus rapide en terme de temps de calcul, permettant de représenter la non-linéarité de la relation entre les températures de brillance mesurées et la correction troposphérique humide calculée sans information a priori. Autrement dit, l'algorithme neuronal "apprend" une relation entre les deux grandeurs géophysiques

à partir d'une base d'apprentissage sans avoir besoin a priori de définir de coefficients de régression.

Les algorithmes d'estimation de la correction troposphérique humide par réseaux de neurones ont été appliqués pour différentes missions, notamment pour l'inversion des mesures du radiomètre à bord d'Envisat (Obligis et al. (2006)). La comparaison des performances de ces algorithmes neuronaux avec celles des algorithmes classiques "log-linéaires" montre une réduction des incertitudes sur la correction troposphérique humide estimée par l'approche par réseaux de neurones. On pourra se référer à Thao et al. (2015) pour de plus amples détails sur la comparaison entre les deux types de régressions.

De manière similaire aux algorithmes par régression log-linéaires, la base d'apprentissage est représentative de conditions atmosphériques océaniques standard et la validité de la relation TB-DH est remise en cause dans les régions océaniques particulières. Pour s'affranchir de cette contrainte liée à la représentativité de la base d'apprentissage, Obligis et al. (2009) utilise des paramètres atmosphériques supplémentaires pour contraindre la relation TB-DH obtenue par régression par réseau de neurones. Ces paramètres ne sont pas choisis au hasard : leur distribution spatiale permet de distinguer nettement les zones atmosphériques particulières comme les zones d'upwelling, qui sont alors mieux représentées par l'algorithme. Contrairement aux adaptations des algorithmes existants, développées spécifiquement pour une région donnée, cette méthode permet une estimation globale de la correction troposphérique humide en plein océan, y compris dans les zones où les estimations sont habituellement trop incertaines, avec une réduction de l'erreur de moitié par rapport à l'algorithme initial.

3.3.3 Les données d'entrée

En plus d'incertitudes régionales sur la correction troposphérique humide estimée, par construction statistique de la fonction d'inversion des températures de brillance, les performances des algorithmes d'estimation de la correction troposphérique humide sont conditionnées par les données utilisées en entrée, pour paramétrer la fonction d'inversion. Selon la mission altimétrique pour laquelle les algorithmes d'inversion sont appliqués, le nombre et la nature des données d'entrée diffère. En effet, les radiomètres sur les missions issues des collaboration NASA/CNES, sont des radiomètres tri-fréquence (trois fréquences de mesures sont fournies à 18.7, 23.8 et 34 GHz). La paramétrisation de la régression statistique, empirique ou semi-empirique, inclut ainsi la contribution de chacune de ces fréquences, à savoir de la surface (sa rugosité, variable due au vent de surface) grâce aux mesures à 18.7 GHz, de la vapeur d'eau atmosphérique, par les températures de brillance à 23.8 GHz et des nuages, avec les mesures à 34 GHz.

En revanche, des radiomètres bi-fréquences sont embarqués à bord des missions altimétriques ESA. La contribution de la surface est donc prise en compte autrement que par les mesures de températures de brillance à 18.7 GHz. Dans le cas de la mission ERS-1 mesurant les températures de brillance à 23.8 et 36.5 GHz, le

vent de surface mesuré par l'altimètre lui-même est utilisé comme donnée d'entrée supplémentaire aux températures de brillance. Alternativement, le coefficient de rétro-diffusion en bande Ku, fournit par l'altimètre, est également utilisé par Obligis and Eymard (2000). Il en est de même pour les missions Envisat et AltiKa, dont les radiomètres mesurent les températures de brillance à 23.8 GHz et 31 GHz, et 23.8 GHz et 34 GHz, respectivement. Une étude menée par Thao et al. (2015) permet d'évaluer la sensibilité de la correction troposphérique humide estimée à chaque donnée d'entrée, en fonction de la configuration des données d'entrée utilisée dans les algorithmes d'inversion, et donc de la mission.

3.3.4 Les limites

Nous avons mentionné jusqu'à maintenant les contraintes liées à la représentation des bases d'apprentissage utilisées dans les algorithmes d'estimation de la correction troposphérique humide, négligeant certaines régions océaniques particulières. Mais cette limite est également valable pour l'estimation de la correction troposphérique humide près des côtes et plus généralement sur les surfaces hétérogènes, telles que les zones de transition mer/glace, ou sur les eaux continentales (rivières, fleuves, estuaires). Les mesures de températures de brillance ne sont pas des mesures ponctuelles, mais fournissent plutôt une information intégrée au sein d'une empreinte au sol de diamètre variant de 10 à 40 km selon l'instrument et la fréquence de mesure, comme précisé dans la section 3.2.1. De ce fait, le passage du radiomètre près d'une côte induit des mesures contaminées par la présence de terre dans le signal, ce qui rend un algorithme océanique d'estimation de la correction troposphérique humide inapplicable dans ces régions. C'est pour cela que la validité des algorithmes log-linéaires ou neuronaux s'étend à 50 km des côtes, correspondant à la résolution la plus faible des mesures radiométriques.

Des études montrent la possibilité d'estimer la correction troposphérique humide plus près des côtes, moyennant une adaptation des algorithmes actuels, comme dans le cas des régions océaniques particulières. ? adapte un algorithme classique de régression log-linéaire en paramétrant la relation TB-DH par la proportion de terre dans la tache au sol des mesures de températures de brillance à 18.7 GHz (mesures les moins résolues, donc les plus rapidement contaminées par la terre lors du passage d'une trace du radiomètre près d'une côte). D'autres techniques précédant cette étude sont basées sur la correction des températures de brillance de leur contamination par la terre (Ruf and Giampaolo (1998), ?). Dans le dernier cas, cette méthode permet de réduire l'erreur sur la vapeur d'eau intégrée restituée de 40% par rapport à l'algorithme océanique pur sans traitement côtier, ce qui montre le potentiel de telles corrections.

Bien que ces approches soient encourageantes, permettant l'exploitation des mesures altimétriques sur les surfaces complexes, ces approches restent très spécifiques au problème de contamination des mesures de température de brillance par la côte. Pour une estimation globale et multi-surfaces de la correction troposphérique humide (en plein océan et en régions côtières), il est donc aujourd'hui nécessaire d'appliquer deux algorithmes différents : à l'ensemble des mesures de températures de

brillance en plein océan d’une part, et aux mesures dans la bande côtière d’autre part. Cet aspect contraignant constitue un des objectifs principaux de cette thèse, à savoir : développer une approche permettant d’estimer la correction troposphérique humide à partir des mesures de températures de brillance des radiomètres sur les missions altimétriques actuelles, sur l’ensemble de la surface océanique, en conservant les performances des algorithmes classiques, ainsi que sur les différentes surfaces complexes telles que les régions côtières, les zones de glace de mer et les eaux continentales. L’intérêt d’une telle approche réside dans son adaptabilité, à la fois aux différentes missions actuelles et passées, ainsi qu’aux missions futures, comprenant des évolutions technologiques majeures.

3.4 L’approche variationnelle uni-dimensionnelle (1D-Var)

L’approche variationnelle uni-dimensionnelle (1D-Var) est exploitée dans cette thèse pour estimer la correction troposphérique humide. Principalement utilisée au service de la Prévision Numérique du Temps (PNT), cette approche géophysique permet de combiner des observations de natures différentes d’une part, et une information *a priori* sur l’état de l’atmosphère d’autre part, tout en tenant compte des erreurs liées à chacune des deux sources d’information. Le but est de fournir une estimation de l’état de l’atmosphère le plus proche de l’état ”réel”.

Dans cette thèse, nous estimerons la correction troposphérique à partir des profils atmosphériques et paramètres de surface restitués par le 1D-Var. Les températures de brillance mesurées par un radiomètre à bord d’une mission altimétrique constituent les observations du 1D-Var, et sont combinées aux profils et paramètres de surface issues d’un modèle de PNT. Cette approche permettant de tenir compte de la physique de l’atmosphère et de la surface, elle paraît pertinente pour estimer la correction troposphérique humide de manière globale (pour différentes conditions atmosphériques) et sur différents types de surface (sur océan, sur des surfaces hétérogènes comme en régions côtières, sur glace de mer, ou les eaux continentales).

L’utilisation d’une approche 1D-Var pour estimer la correction troposphérique humide a déjà fait l’objet d’études. Dans le cadre de l’estimation de la correction troposphérique humide en régions côtières, Desportes et al. (2010) assimile les mesures de températures de brillance issues du radiomètre couplé à l’altimètre sur la mission Envisat. Dans cette étude, l’approche 1D-Var permet de combiner différentes informations sur le type de surface, sa température et son émissivité, très contrastée sur terre et sur mer. La prise en compte de ces aspects pour l’assimilation de mesures en régions côtières, dont le signal est contaminé par la présence de terre, permet d’estimer une correction troposphérique humide cohérente sur la côte, avec peu d’incertitudes par rapport aux algorithmes classiques.

L’approche 1D-Var est également exploitée par Bennartz et al. (2017) pour l’estimation de la correction troposphérique humide sur océan en ciel clair et nuageux, dans le cadre de l’inter-calibration des radiomètres des missions altimétriques ERS-

1, ERS-2 et Envisat. Bien que seules deux fréquences de mesures sont assimilées dans cette étude, à 23 GHz et 37 GHz, l'approche 1D-Var permet de tenir compte du contenu en information des mesures ainsi que de leur contribution aux profils verticaux de température, d'humidité, et d'eau liquide nuageuse, conduisant à une amélioration globale de la correction troposphérique humide restituée par rapport à celle issue d'un modèle de PNT.

Dans la continuité de ces études, nous proposons dans les chapitres suivants du manuscrit une évaluation fine du potentiel et des performances de l'approche 1D-Var pour estimer la correction troposphérique humide sur différents types de surface, et pour différentes conditions atmosphériques. Les mesures radiométriques de missions altimétriques actuelles, et futures, seront assimilées dans le 1D-Var. L'exploitation des mesures hautes fréquences, issues des radiomètres sur les missions futures, telles que Jason-CS/Sentinel-6, permet de bénéficier de leur haute résolution, favorisant leur utilisation à l'approche des côtes, ainsi que de leur contenu en information complémentaire aux basses fréquences.

Contrairement aux études précédentes, des informations supplémentaires sur la physique des mesures assimilées sont prises en compte, comme leur résolution spatiale, et leur gain d'antenne, variables selon la fréquence. Cette approche permet de tenir compte de la variabilité atmosphérique et des paramètres de surface dans l'environnement des mesures assimilées. Une paramétrisation optimale des erreurs du modèle et des observations pour l'outil 1D-Var est également définie. Par ailleurs, nous développons une méthode de validation fiable à partir d'un simulateur de radiomètre, permettant d'évaluer la cohérence physique et les performances de l'approche 1D-Var, pour l'estimation de la correction troposphérique humide, sur les surfaces océaniques et côtières. Enfin, nous exploitons une méthode d'estimation dynamique des émissivités de surface sur terre, pour l'assimilation de mesures dont le signal est contaminé par la terre (mesures proches des côtes). Cette méthode permet de tirer profit du contenu en information des mesures hautes fréquences, et ainsi d'estimer une correction troposphérique humide plus près des côtes, cohérente avec les mesures de températures de brillance correspondantes. La problématique de l'émissivité de surface est également finement exploitée par une analyse des émissivités de surface et de leur variabilité sur glace de mer. Cette étude constitue une étude préliminaire indispensable à l'estimation de la correction troposphérique humide aux interfaces de mer/glace dans les régions polaires.

Bibliographie

- Ablain, M., Cazenave, A., Valladeau, G., and Guinehut, S. (2009). A new assessment of the error budget of global mean sea level rate estimated by satellite altimetry over 1993–2008. *Ocean Sci*, 5 :193–201.
- Bennartz, R. (1999). On the use of SSM/I measurements in coastal regions. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*.
- Bennartz, R., Höschen, H., Picard, B., Schröder, M., Stengel, M., Sus, O., Bojkov, B., Casadio, S., Diedrich, H., Eliasson, S., et al. (2017). An intercalibrated dataset of total column water vapour and wet tropospheric correction based on MWR on board ERS-1, ERS-2, and Envisat. *Atmospheric Measurement Techniques*, 10(4) :1387.
- Benveniste, J., Roca, M., Levrini, G., Vincent, P., Baker, S., Zanife, O., Zelli, C., and Bombaci, O. (2001). The radar altimetry mission : RA-2, MWR, DORIS and LRR. *ESA bulletin*, 106 :25101–25108.
- Bernard, R., Le Cornec, A., Eymard, L., and Tabary, L. (1993). The microwave radiometer aboard ERS-1.1. Characteristics and performances. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, 31(6) :1186–1198.
- Brown, S. (2010). A novel near-land radiometer wet path-delay retrieval algorithm : Application to the Jason-2/OSTM Advanced Microwave Radiometer. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*.
- Brown, S., Ruf, C., Keihm, S., and Kitiyakara AMI (2004). Jason Microwave Radiometer Performance and On-Orbit Calibration. *Marine Geodesy*.
- Brown, S. T., Desai, S., Lu, W., and Tanner, A. (2007). On the long-term stability of microwave radiometers using noise diodes for calibration. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, 45(7) :1908–1920.
- Calmant, S., Berge-Nguyen, M., and Cazenave, A. (2002). Global seafloor topography from a least-squares inversion of altimetry-based high-resolution mean sea surface and shipboard soundings. *Geophysical Journal International*, 151(3) :795–808.
- Crétaux, J.-F. and Birkett, C. (2006). Lake studies from satellite radar altimetry. *Comptes Rendus Geoscience*, 338(14) :1098–1112.

- Crétaux, J.-F., Kouraev, A. V., Papa, F., Bergé-Nguyen, M., Cazenave, A., Aladin, N., and Plotnikov, I. S. (2005). Evolution of sea level of the big aral sea from satellite altimetry and its implications for water balance. *Journal of Great Lakes Research*, 31(4) :520–534.
- Dee, D. P., Uppala, S., Simmons, A., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M., Balsamo, G., Bauer, P., et al. (2011). The ERA-Interim reanalysis : Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the royal meteorological society*, 137(656) :553–597.
- Desportes, C., Obligis, E., and Eymard, L. (2010). One-dimensional variational retrieval of the wet tropospheric correction for altimetry in coastal regions. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*.
- Dicke, R. H., Beringer, R., Kyhl, R. L., and Vane, A. (1946). Atmospheric absorption measurements with a microwave radiometer. *Physical Review*, 70(5-6) :340.
- Ducet, N., Le Traon, P.-Y., and Reverdin, G. (2000). Global high-resolution mapping of ocean circulation from TOPEX/Poseidon and ERS-1 and-2. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 105(C8) :19477–19498.
- Eymard, L., Tabary, L., Gérard, E., Boukabara, S. A., and Cornec, A. L. (1996). The microwave radiometer aboard ERS-1 : Part II-Validation of the geophysical products. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*.
- Fernandes, M. J., Lázaro, C., Ablain, M., and Pires, N. (2015). Improved wet path delays for all ESA and reference altimetric missions. *Remote Sensing of Environment*, 169 :50–74.
- Fu, L.-L. and Cazenave, A. (2000). *Satellite altimetry and earth sciences : a handbook of techniques and applications*, volume 69. Academic Press.
- Fu, L.-L., Chelton, D. B., Le Traon, P.-Y., and Morrow, R. (2010). Eddy dynamics from satellite altimetry. *Oceanography*, 23(4) :14–25.
- Fu, L.-L., Christensen, E. J., Yamarone, C. A., Lefebvre, M., Menard, Y., Dorrer, M., and Escudier, P. (1994). TOPEX/POSEIDON mission overview. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 99(C12) :24369–24381.
- Holgate, S. and Woodworth, P. (2004). Evidence for enhanced coastal sea level rise during the 1990s. *Geophysical research letters*, 31(7).
- Keihm, S. J., Janssen, M. A., and Ruf, C. S. (1995). TOPEX/Poseidon Microwave Radiometer (TMR) : III. Wet Troposphere Range Correction Algorithm and Pre-Launch Error Budget. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*.
- Keihm, S. J. and Ruf, C. S. (1995). Role of water vapor radiometers for in-flight calibration of the TOPEX microwave radiometer. *Marine Geodesy*, 18(1-2) :139–156.

- Lambin, J., Morrow, R., Fu, L.-L., Willis, J. K., Bonekamp, H., Lillibridge, J., Perbos, J., Zaouche, G., Vaze, P., Bannoura, W., et al. (2010). The OSTM/Jason-2 Mission. *Marine Geodesy*, 33(S1) :4–25.
- Larnicol, G., Le Traon, P.-Y., Ayoub, N., and De Mey, P. (1995). Mean sea level and surface circulation variability of the Mediterranean Sea from 2 years of TOPEX/POSEIDON altimetry. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 100(C12) :25163–25177.
- Le Traon, P.-Y., Antoine, D., Bentamy, A., Bonekamp, H., Breivik, L., Chapron, B., Corlett, G., Dibarboure, G., DiGiacomo, P., Donlon, C., et al. (2015). Use of satellite observations for operational oceanography : Recent achievements and future prospects. *Journal of Operational Oceanography*, 8(sup1) :s12–s27.
- Leben, R. R., Born, G. H., and Engebret, B. R. (2002). Operational altimeter data processing for mesoscale monitoring. *Marine Geodesy*, 25(1-2) :3–18.
- Legeais, J.-F., Ablain, M., and Thao, S. (2014). Evaluation of wet troposphere path delays from atmospheric reanalyses and radiometers and their impact on the altimeter sea level. *Ocean Science*, 10(6) :893–905.
- Liebe, H., Thompson, M., and Dillon, T. (1969). Dispersion studies of the 22 GHz water vapor line shape : I. The Lorentzian behavior. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 9(1) :31–47.
- Liebe, H. J. (1985). An updated model for millimeter wave propagation in moist air. *Radio Science*, 20(5) :1069–1089.
- Liebe, H. J. and Dillon, T. A. (1969). Accurate foreign-gas-broadening parameters of the 22-GHz H₂O line from refraction spectroscopy. *The Journal of Chemical Physics*, 50(2) :727–732.
- Liu, W. T. and Mock, D. (1990). The variability of atmospheric equivalent temperature for radar altimeter range correction. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 95(C3) :2933–2938.
- Loyer, S. (2017). Communication personnelle.
- Luthcke, S., Zelensky, N., Rowlands, D., Lemoine, F., and Williams, T. (2003). The 1-centimeter orbit : Jason-1 precision orbit determination using GPS, SLR, DORIS, and altimeter data special issue : Jason-1 calibration/validation. *Marine Geodesy*, 26(3-4) :399–421.
- Malenovsky, Z., Rott, H., Cihlar, J., Schaepman, M. E., García-Santos, G., Fernandes, R., and Berger, M. (2012). Sentinels for science : Potential of Sentinel-1,-2, and-3 missions for scientific observations of ocean, cryosphere, and land. *Remote Sensing of environment*, 120 :91–101.
- Ménard, Y., Fu, L.-L., Escudier, P., Parisot, F., Perbos, J., Vincent, P., Desai, S., Haines, B., and Kunstmann, G. (2003). The Jason-1 mission special issue : Jason-1 calibration/validation. *Marine Geodesy*, 26(3-4) :131–146.

- Moreau, T. (2017). Communication personnelle.
- Nicholls, R. J. and Cazenave, A. (2010). Sea-level rise and its impact on coastal zones. *science*, 328(5985) :1517–1520.
- Obligis, E. and Eymard, L. (2000). Envisat/MWR : Preliminary algorithms. *ESA Technical Note TN/CETP/MWR-2000*, (2) :11–.
- Obligis, E., Eymard, L., Tran, N., Labroue, S., and Femenias, P. (2006). First three years of the microwave radiometer aboard Envisat : In-flight calibration, processing, and validation of the geophysical products. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*.
- Obligis, E., Rahmani, A., Eymard, L., Labroue, S., and Bronner, E. (2009). An improved retrieval algorithm for water vapor retrieval : Application to the envisat microwave radiometer. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*.
- Prandi, P., Cazenave, A., and Becker, M. (2009). Is coastal mean sea level rising faster than the global mean? a comparison between tide gauges and satellite altimetry over 1993–2007. *Geophysical Research Letters*, 36(5).
- Raney, R. K. (1998). The delay/Doppler radar altimeter. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36(5) :1578–1588.
- Resch, G. (1984). Water vapor radiometry in geodetic applications. *Geodetic refraction*, pages 53–84.
- Rio, M.-H. and Hernandez, F. (2004). A mean dynamic topography computed over the world ocean from altimetry, in situ measurements, and a geoid model. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 109(C12).
- Rosenkranz, P. W. (1998). Water vapor microwave continuum absorption : A comparison of measurements and models. *Radio Science*, 33(4) :919–928.
- Ruf, C. S. and Giampaolo, J. C. (1998). Littoral antenna deconvolution for a microwave radiometer. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium Proceedings, 1998. IGARSS’98. 1998 IEEE International*, volume 1, pages 378–380. IEEE.
- Ruf, C. S., Keihm, S. J., and Janssen, M. A. (1995). TOPEX/Poseidon Microwave Radiometer (TMR). I. Instrument description and antenna temperature calibration. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote sensing*, 33(1) :125–137.
- Scharroo, R., Bonekamp, H., Ponsard, C., Parisot, F., von Engeln, A., Tahtadjiev, M., de Vriendt, K., and Montagner, F. (2016). Jason continuity of services : continuing the Jason altimeter data records as Copernicus Sentinel-6. *Ocean Science*, 12(2) :471–479.
- Scharroo, R. and Visser, P. (1998). Precise orbit determination and gravity field improvement for the ERS satellites. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 103(C4) :8113–8127.

- Smith, E. K. and Weintraub, S. (1953). The constants in the equation for atmospheric refractive index at radio frequencies. *Proceedings of the IRE*, 41(8) :1035–1037.
- Smith, W. H. and Sandwell, D. T. (1997). Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, 277(5334) :1956–1962.
- Steunou, N., Picot, N., Sengenès, P., Noubel, J., and Frery, M. (2015). AltiKa Radiometer : Instrument Description and In-Flight Performance. *Marine Geodesy*, 38(sup1) :43–61.
- Stum, J. (1994). A comparison between TOPEX microwave radiometer, ERS 1 microwave radiometer, and European Centre for Medium-Range Weather Forecasting derived wet tropospheric corrections. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 99(C12) :24927–24939.
- Stum, J., Sicard, P., Carrere, L., and Lambin, J. (2011). Using objective analysis of scanning radiometer measurements to compute the water vapor path delay for altimetry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 49(9) :3211–3224.
- Tapley, B. D., Ries, J., Davis, G., Eanes, R., Schutz, B., Shum, C., Watkins, M., Marshall, J., Nerem, R., Putney, B., et al. (1994). Precision orbit determination for TOPEX/POSEIDON. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 99(C12) :24383–24404.
- Thao, S., Eymard, L., Obligis, E., and Picard, B. (2014). Trend and variability of the atmospheric water vapor : A mean sea level issue. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 31(9) :1881–1901.
- Thao, S., Eymard, L., Obligis, E., and Picard, B. (2015). Comparison of Regression Algorithms for the Retrieval of the Wet Tropospheric Path. In *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*.
- Ulaby, F. T. (1981). Microwave remote sensing fundamentals and radiometry. *Microwave Remote Sensing : active and passive*.
- Verron, J., Sengenès, P., Lambin, J., Noubel, J., Steunou, N., Guillot, A., Picot, N., Coutin-Faye, S., Sharma, R., Gairola, R., et al. (2015). The SARAL/AltiKa altimetry satellite mission. *Marine Geodesy*, 38(sup1) :2–21.
- Villiger, A. and Dach, R. (2016). IGS Technical Report. Technical report, IGS Central Bureau, Astronomical Institute, University of Bern, Bern, Switzerland.
- Wentz, F. J. (1997). A well-calibrated ocean algorithm for special sensor microwave/imager. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 102(C4) :8703–8718.
- Wilheit, T., Chang, A., and Milman, A. (1980). Atmospheric corrections to passive microwave observations of the ocean. *Boundary-layer meteorology*, 18(1) :65–77.
- Wilheit, T. T. (1978). A review of applications of microwave radiometry to oceanography. *Boundary-Layer Meteorology*, 13(1-4) :277–293.

- Wingham, D., Francis, C., Baker, S., Bouzinac, C., Brockley, D., Cullen, R., de Chateau-Thierry, P., Laxon, S., Mallow, U., Mavrocordatos, C., et al. (2006). CryoSat : A mission to determine the fluctuations in Earth's land and marine ice fields. *Advances in Space Research*, 37(4) :841–871.
- WMO (2011). *The Global Observing System for Climate : Implementation needs, System for Climate in Support of the UNFCCC*, volume GCOS-154. World Meteorological Organization.
- Zaninetti, J.-M. (2008). Le peuplement de la Terre. *Population & Avenir*, (4) :14–16.

L'approche variationnelle 1D pour la restitution de la correction troposphérique humide

Sommaire

1	L'assimilation de données...	54
1.1	...pour la Prévision Numérique du Temps	54
1.2	...pour l'océanographie	57
2	La méthode 1D-Var : application à l'estimation de la correction troposphérique humide	57
3	L'opérateur d'observation : le modèle de transfert radiatif	59
4	Le vecteur de contrôle : les paramètres atmosphériques	60
4.1	Le modèle ECMWF	61
4.2	Le modèle AROME	61
5	Le vecteur d'observation : les températures de brillance	61

1 L'assimilation de données...

On mesure aujourd'hui une grande variété de paramètres dans le but de mieux comprendre l'évolution et le comportement de systèmes complexes tels que l'océan et l'atmosphère. Leur contenu en information est par ailleurs très varié et les techniques de mesures sont diverses. En plus des nombreuses techniques de mesures au sol, les observation spatiales sont de plus en plus présentes. L'assimilation de données est un outil bénéfique pour exploiter de telles mesures.

1.1 ...pour la Prévision Numérique du Temps

Les premières techniques d'assimilation de données pour l'observation de la terre ont été développées dans le cadre des modèles de PNT. L'assimilation variationnelle, plus précisément, est implémentée de manière opérationnelle dans les différents

centres de PNT depuis les années 1990 (on peut citer par exemple le modèle Périidot à Météo-France). Elle a pour objectif de fournir une estimation de l'état de l'atmosphère le plus proche possible de l'état "vrai", en combinant des observations de nature différente (mesures satellites, au sol, aéroportées, ...) et une prévision antérieure du modèle atmosphérique, appelée ébauche.

L'approche par assimilation variationnelle tire son origine des techniques antérieures d'analyse par interpolation optimale multivariée (Pailleux (1992) ; (1996)). Elle permet de fournir une estimation de l'état de l'atmosphère sur une fenêtre temporelle (généralement toutes les 6 heures), en ajustant simultanément l'ensemble des paramètres atmosphériques, tout en tenant compte de leurs inter-dépendances. Les mesures issues de radiomètres micro-ondes, à des canaux sondeurs de température et d'humidité atmosphérique, ne sont alors pas directement assimilées. Elles sont inversées pour en déduire les profils de température et d'humidité "observés", en émettant l'hypothèse d'une relation linéaire entre les mesures et les paramètres atmosphériques. Cette hypothèse est cependant contraignante : en plus de générer des incohérences régionales dans les estimations des profils atmosphériques, elle empêche l'utilisation de certains types de mesures satellites, liées non-linéairement aux paramètres atmosphériques.

Les techniques d'assimilation variationnelle développées par la suite répondent à ces limites et tirent profit de l'augmentation progressive du nombre d'observations satellites depuis la fin des années 1990 d'une part, et des capacités de calcul d'autre part (Thepaut and Moll (1990), Le Dimet and Talagrand (1985)). Elles permettent d'assimiler l'ensemble des mesures disponibles à un instant t malgré leur nature, leurs résolutions spatiale et temporelle, et leur contenu en information différents. Cette avancée significative est possible grâce à l'existence d'un opérateur d'observation, permettant de lier directement les différentes mesures aux paramètres de l'ébauche. C'est le rôle du modèle de transfert radiatif reliant par exemple les mesures de radiomètres micro-ondes aux paramètres atmosphériques et de surface. Le graphique de la figure 2.1 tiré de Mahfouf et al. (2017) montre ainsi l'évolution du nombre d'observations assimilées dans le modèle de PNT Arpège de Météo France, entre 2002 et 2015. Chaque couleur représente un type d'observation, avec les 2^{ème}, 3^{ème} et 4^{ème} colonnes de la légende correspondant aux mesures satellites.

Evolution des cumuls mensuels de nombre d'observations utilisées par type d'observation

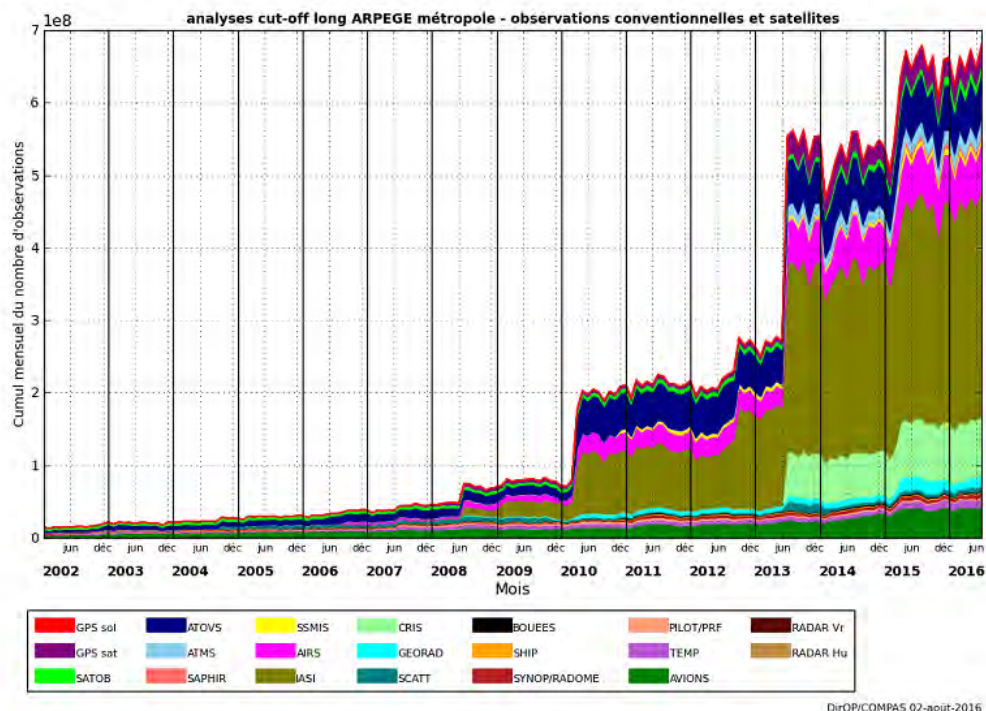


FIGURE 2.1 – Évolution du nombre d'observations et nature des observations assimilées dans le modèle global de PNT Arpège de Météo France sur la période 2002-2016. Figure tirée de Mahfouf et al. (2017).

L'assimilation variationnelle permet différentes approches pour restituer les profils atmosphériques et des paramètres de surface :

- une analyse uni-dimensionnelle (plus communément appelée 1D-Var), en restituant des profils atmosphériques de température et d'humidité par l'assimilation d'observations point par point. Cette approche est couramment utilisée dans le but de préparer l'assimilation des mesures issues de nouvelles missions d'observation de la terre dans les systèmes variationnels opérationnels (Deblonde (2001) ; Deblonde and English (2003) ; Liu and Weng (2005)), en évaluant leur apport pour la restitution de paramètres atmosphériques ;
- une analyse tri-dimensionnelle (le 3D-Var), en ajoutant la dimension spatiale horizontale ;
- une analyse quadri-dimensionnelle (le 4D-Var), avec la prise en compte de la dynamique atmosphérique en fonction du temps, permettant ainsi un ajustement en continu des paramètres atmosphériques et de la surface. Elle est utilisée de manière opérationnelle dans les modèles de PNT (se référer à Rabier et al. (2000), Mahfouf and Rabier (2000) et Klinker et al. (2000) pour le modèle IFS du centre européen ECMWF ; et à Seity et al. (2011) pour le modèle AROME de Météo-France, par exemple).

1.2 ...pour l'océanographie

L'utilisation des mesures altimétriques dans les systèmes d'assimilation de données s'est développée grâce à l'augmentation rapide de leur nombre, notamment depuis le lancement de la mission Topex/Poseidon. Elle répond dans un premier temps à la volonté d'exploiter au mieux le contenu en information des mesures altimétriques : étant de simples mesures de distance entre le satellite et la surface océanique, au nadir, il paraît difficile d'en retirer directement des informations sur la profondeur de l'océan, et son état de surface. Grâce à l'assimilation des mesures altimétriques, on restitue des paramètres qui ne sont pas directement mesurables, comme la densité régionale de l'océan, ou sur l'environnement proche des mesures, comme les tourbillons océaniques, en s'affranchissant de la contrainte géographique liée à la trace du satellite (White et al. (1990)).

En outre, l'assimilation des mesures altimétriques permet d'extraire des signaux océanographiques d'observations discontinues (contraintes par les dynamiques des orbites des satellites) et bruitées. Aujourd'hui, les bénéfices de l'utilisation des mesures altimétriques dans les systèmes d'assimilation de données sont exploités à la fois dans les modèles de marées, pour la prévision de phénomènes climatiques comme El Niño en assimilant les mesures de la mission Topex/Poseidon (Behringer et al. (1998) ; Ji et al. (1998)), dans le cadre de l'amélioration des prévisions des modèles couplés océan/atmosphère, ou encore pour améliorer des prévisions des modèles de vagues (Janssen et al. (1997), Lionello et al. (1995)).

2 La méthode 1D-Var : application à l'estimation de la correction troposphérique humide

Dans le cadre de cette thèse, les mesures de températures de brillance issues de radiomètres altimétriques (les observations) sont combinées à une information *a priori* sur l'état de l'atmosphère et de la surface, provenant d'un modèle de PNT (l'ébauche). Un processus itératif permet de réduire l'écart initial entre l'ébauche et les observations, tout en tenant compte des incertitudes liées au modèle de PNT d'une part, et aux mesures d'autre part. L'ébauche et les observations étant de natures différentes, un opérateur d'observation permet de lier les données atmosphériques et de surface aux températures de brillance : c'est le rôle du modèle de transfert radiatif. Le processus d'assimilation du 1D-Var est illustré dans la figure 2.2.

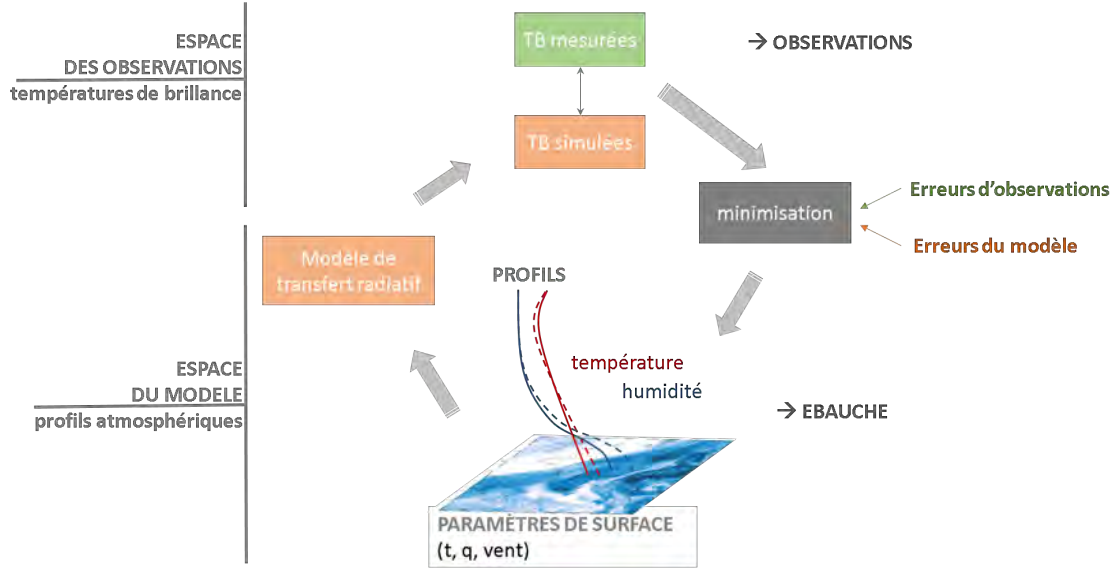


FIGURE 2.2 – Représentation schématique du processus de minimisation du 1D-Var utilisé pour la restitution de la correction troposphérique humide.

Il se traduit par la minimisation d’une fonction coût J . Connaissant le vecteur d’ébauche x_b et le vecteur d’observation y_o , les écarts entre la solution et l’estimation combinant ces deux informations sont exprimés par :

$$J(x) = \frac{1}{2}((x - x_b)^T B^{-1}(x - x_b)) + \frac{1}{2}((H(x) - y_o)^T R^{-1}(H(x) - y_o)) \quad (2.1)$$

où x représente le vecteur de contrôle, formé de l’ensemble des variables de contrôle : ici, des paramètres atmosphériques (profils verticaux et paramètres de surface). B et R représentent les matrices de covariances d’erreurs de l’ébauche et des observations (les incertitudes de chaque source d’information). Les exposants T et -1 représentent la transposée et l’inverse des vecteurs et matrices en jeu. Enfin, H représente l’opérateur d’observation.

Parmi les deux termes ajoutés de la fonction coût, un premier terme montre l’écart entre le modèle atmosphérique et les observations, dans l’espace des observations. Le deuxième terme représente l’écart des variables de contrôle par rapport à l’ébauche, dans l’espace du modèle.

L’outil 1D-Var utilisé dans cette thèse est initialement fourni par le NWP-SAF¹. Celui-ci est tabulé pour l’assimilation de mesures d’un radiomètre issu de missions météorologiques. Les mesures aux canaux sondeurs de température et d’humidité atmosphérique y sont assimilées pour restituer les différents paramètres atmosphériques (on pourra se référer à Deblonde and English (2003) pour plus de détails sur les mesures assimilées et les différentes paramétrisations du 1D-Var du

1. *Numerical Weather Prediction Satellite Application Facility* : organisme dépendant du centre européen EUMETSAT (*European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites*) dédié à l’exploitation des données et produits satellitaires au service de la PNT.

NWPSAF). Dans le cadre de cette thèse, les mesures assimilées sont différentes, et des adaptations sont alors nécessaires afin de répondre à deux nouveaux critères :

- les basses couches de la troposphère (sur les 5 premiers km) contribuent majoritairement à la correction troposphérique humide, intégrée de la surface au sommet de l’atmosphère. Cet aspect nécessite une restitution fiable des profils atmosphériques de température et d’humidité dans les basses couches essentiellement. Au delà des 10 premiers km, les profils atmosphériques restitués n’ont quasiment aucun impact sur la correction troposphérique humide estimée ;
- nous assimilons des mesures à des fréquences sensibles à la surface, et à la vapeur d’eau dans les plus basses couches de l’atmosphère, contrairement aux mesures de satellites météorologiques dont la plupart des fréquences assimilées sont sensibles aux variations de température et d’humidité dans des plus hautes couches atmosphériques (au delà de 5 km).

Dans les sections suivantes, nous donnerons quelques généralités sur les différents paramètres et modèles en jeu dans l’outil 1D-Var utilisé durant cette thèse. Nous aborderons dans un premier temps l’opérateur d’observation H , avant de poursuivre sur ses paramètres d’entrée, le vecteur de contrôle x , et sur le vecteur d’observations y_o .

3 L’opérateur d’observation : le modèle de transfert radiatif

Dans le processus d’assimilation du 1D-Var, le modèle de transfert radiatif permet de lier les informations de l’espace du modèle à l’espace des observations. Le modèle utilisé est le modèle RTTOV (Radiative Transfer for the Television and Infrared Observation Satellite (TIROS) Operational Vertical Sounder), dont la particularité est sa rapidité de calcul. En effet, l’absorption atmosphérique pour les gaz de l’atmosphère, comme la vapeur d’eau et l’oxygène, est pré-calculée en chacun des niveaux de pression fixes, définis de la surface au sommet de l’atmosphère. L’absorption atmosphérique est spécifique à chaque instrument et dépend de la fréquence de mesure. Sa détermination est le fruit de régressions linéaires multiples en fonction de prédicteurs bien choisis de l’état de l’atmosphère, et en tenant compte des caractéristiques de chaque canal. Le calcul des transmittances par la suite est donc très simple. Reste alors l’intégration de l’équation de transfert radiatif, permettant d’estimer les températures de brillance aux différentes fréquences de l’instrument, en fonction des transmittances, du rayonnement ascendant et descendant, de la température de surface, et de l’émissivité. On pourra se référer à Eyre (1991), Saunders et al. (1999) et Marco Matricardi et al. (2004) pour plus de détails sur le fonctionnement du modèle et ses performances.

L’émissivité de surface est estimée sur océan de manière intrinsèque au modèle RTTOV, via le modèle FASTEM (English and Hewison (1998)). C’est un modèle

semi-empirique qui repose sur les théories de l’optique géométrique et de la réflexion de Fresnel dans un milieu diélectrique. On pourra consulter Liu et al. (2011), et Deblonde and English (2000) pour de plus amples informations sur les performances et les limites de validité du modèle FASTEM. Un point important à préciser est la validité du modèle sur les surfaces océaniques. Sur les autres types de surface, telles que la terre ou la glace de mer, le modèle d’émissivité est remplacé par un atlas d’émissivités, déterminé selon une méthode fixée par l’utilisateur. Une définition plus détaillée de l’émissivité de surface sur terre et sur glace de mer est incluse dans les chapitres 4 et 5, respectivement.

4 Le vecteur de contrôle : les paramètres atmosphériques

Les profils atmosphériques de température et d’humidité spécifique, ainsi que les paramètres de température de surface, température de l’air à 2 m, d’humidité spécifique en surface et les composantes zonale et méridionale du vent à 10 m, sont utilisés en entrée du modèle de transfert radiatif, à chaque itération du processus de minimisation 1D-Var. Ces paramètres constituent l’ensemble des variables de contrôle du 1D-Var.

Notons que l’eau liquide nuageuse contribue également au transfert radiatif, mais elle n’est pas prise en compte dans le cadre de cette thèse : seules les mesures de température de brillance en ciel clair sont assimilées dans le 1D-Var. Cette hypothèse permet de s’affranchir d’erreurs supplémentaires dans le 1D-Var, dues aux incohérences entre la composition nuageuse du modèle atmosphérique et des mesures radiométriques assimilées, d’une part, et aux incertitudes sur la composition nuageuse en chaque maille horizontale et chaque niveau vertical du modèle atmosphérique, utilisé en ébauche du 1D-Var. Ce paramètre présente en effet des caractéristiques physiques complexes, et son intégration dans les variables de contrôle des systèmes d’assimilation opérationnels des modèles de PNT, ou 1D-Var, fait l’objet d’études dédiées (Martinet et al. (2013) ; Montmerle and Berre (2010) ; Deblonde and English (2003)). Bien que l’assimilation des mesures radiométriques nuageuses dans le 1D-Var, et la prise en compte du phénomène de dispersion par les molécules d’eau liquide nuageuse dans le modèle de transfert radiatif ne fassent pas l’objet de cette thèse, elles constituent une des principales piste d’améliorations.

A l’état initial du 1D-Var, les profils atmosphériques et les paramètres de surface des variables de contrôle correspondent à une estimation antérieure de l’état de l’atmosphère (les prévisions), issue d’un modèle atmosphérique de PNT, et constituent l’ébauche du 1D-Var. Les données atmosphériques du modèle sont disponibles toutes les six heures, à une résolution horizontale et verticale données, spécifiques du modèle de PNT. Nous présenterons dans les deux sections suivantes les deux modèles de PNT utilisés pour constituer l’ébauche du 1D-Var. Chacun de ces deux modèles diffèrent par leurs résolutions et leurs systèmes d’assimilation. Ils seront ainsi utilisés dans les chapitres suivants du manuscrit pour des applications différentes, dans le cadre de l’estimation globale de la correction troposphérique humide d’une part, et

pour une évaluation fine, régionale, de l'approche 1D-Var d'autre part.

4.1 Le modèle ECMWF

Le système opérationnel 4D-Var du centre européen ECMWF, l'IFS, fournit des prévisions à 24h et des analyses de l'état de l'atmosphère de manière journalière, toutes les six heures aux quatre cycles d'assimilation à 00h, 06h, 12h et 18h UTC. Les paramètres atmosphériques sont échantillonnés sur une grille horizontale de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$, correspondant à une maille d'environ 30 km de côtés aux moyennes latitudes. Les profils atmosphériques sont définis sur 137 niveaux de pression de la surface au sommet de l'atmosphère. Enfin, les données atmosphériques issues de ce modèle sont disponibles de manière globale.

L'utilisation des profils atmosphériques et paramètres de surface du modèle ECMWF en ébauche du 1D-Var permet donc une évaluation globale des performances du 1D-Var pour estimer la correction troposphérique humide, à la fois en plein océan, comme détaillé dans le chapitre 3, et dans diverses régions côtières du globe, dans le chapitre 4.

4.2 Le modèle AROME

Le système d'assimilation du modèle AROME, à Météo-France, est un modèle haute résolution de $1.3 \text{ km} \times 1.3 \text{ km}$ de maille horizontale. Contrairement au modèle ECMWF, le modèle AROME est non-hydrostatique et intègre l'assimilation d'observations différentes par rapport au système d'assimilation du modèle ECMWF : des mesures issues de radars météorologiques, par exemple. Ces aspects permettant la détection d'événements météorologiques intenses, tels que les fortes précipitations. On pourra se référer à Seity et al. (2011) et Brousseau et al. (2016) pour un descriptif détaillé de la physique du modèle et de son processus d'assimilation.

Les données du modèle AROME sont définies sur une zone plus restreinte, centrée sur la France et la Méditerranée. La fine résolution de ce modèle pourra ainsi être exploitée dans le cadre de l'assimilation des mesures en régions côtières, favorisant une description fine de la variabilité atmosphérique et de la surface. Ces aspects font l'objet du chapitre 4.

5 Le vecteur d'observation : les températures de brillance

Dans le cadre de cette thèse, le vecteur d'observations est constitué des mesures de températures de brillances issues de radiomètres altimétriques. Afin d'estimer le potentiel de l'approche 1D-Var dans le contexte des missions altimétriques actuelles

et futures, différentes configurations spectrales des observations seront évaluées.

Premièrement, dans l'optique de l'utilisation opérationnelle de l'approche 1D-Var pour estimer la correction troposphérique humide, les mesures de températures de brillances d'un radiomètre tri-fréquence, sur une mission altimétrique en vol, sont assimilées dans le 1D-Var. On utilise ainsi les mesures de l'AMR sur la mission Jason-2, dont les fréquences varient de 18.7 GHz à 34 GHz en passant par un canal à 23.8 GHz. La résolution instrumentale du radiomètre AMR est de l'ordre de 40 km à 18.7 GHz et 20 km à 23.8 GHz et 34 GHz et l'espacement entre chaque mesure du radiomètre est de 7 km environ. Le radiomètre fournit une densité importante de mesures sur l'ensemble de la surface océanique du globe, en moins d'un mois, avec une couverture des mesures de l'altimètre couplé de 90% de la surface océanique globale en un cycle de 10 jours.

Deuxièmement, le potentiel de l'approche variationnelle dans le cadre des missions altimétriques futures, telles que la mission Jason-CS/Sentinel-6, est également évalué, en assimilant des mesures basses et hautes fréquences simultanément. En plus de l'apport d'informations supplémentaires sur la surface et l'atmosphère, l'assimilation des hautes fréquences permet de bénéficier de leur plus haute résolution, pouvant être doublée par rapport aux basses fréquences classiques des radiomètres altimétriques. Les radiomètres des missions altimétriques en vol ne fournissant pas de mesures de températures de brillance aux fréquences supérieures à 37 GHz, nous faisons appel aux mesures des radiomètres AMSU-A² et MHS³ à bord de la mission météorologique NOAA-18⁴, afin de simuler un radiomètre nadir couplé à un altimètre de nouvelle génération. Les basses fréquences assimilées sont similaires aux radiomètres bi-fréquences en vol, tels que sur Envisat ou ALtiKa, à 23.8 GHz et 31.4 GHz. Les hautes fréquences sont issues des canaux fenêtres des radiomètres AMSU-A, à 50.3 GHz et MHS, à 89 GHz et 157 GHz, ainsi que de canaux sondeurs à 53.6 GHz et à 190 GHz, sensibles aux variations de température atmosphérique, et aux molécules d'eau liquide nuageuse, respectivement.

2. Advanced Microwave Sounding Unit -A

3. Microwave Humidity Sounder

4. National Oceanic and Atmospheric Administration

Bibliographie

- Behringer, D. W., Ji, M., and Leetmaa, A. (1998). An improved coupled model for ENSO prediction and implications for ocean initialization. Part I : The ocean data assimilation system. *Monthly Weather Review*, 126(4) :1013–1021.
- Brousseau, P., Seity, Y., Ricard, D., and Léger, J. (2016). Improvement of the forecast of convective activity from the AROME-France system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 142(699) :2231–2243.
- Deblonde, G. (2001). Variational retrievals using SSM/I and SSM/T-2 brightness temperatures in clear and cloudy situations. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*.
- Deblonde, G. and English, S. (2000). Evaluation of the FASTEM-2 fast microwave oceanic surface emissivity model. *Tech. Proc. ITSC-XI Budapest, 20*, pages 67–78.
- Deblonde, G. and English, S. (2003). One-Dimensional Variational Retrievals from SSMIS-Simulated Observations. *Journal of Applied Meteorology*.
- English, S. and Hewison, T. (1998). A fast generic microwave emissivity model. In *Proceedings of SPIE*, volume 3503, pages 288–300.
- Eyre, J. (1991). A fast radiative transfer model for satellite sounding systems. Technical report, European Centre for Medium Range Weather Forecasts, Reading.
- Janssen, P. A., Hansen, B., and Bidlot, J.-R. (1997). Verification of the ECMWF wave forecasting system against buoy and altimeter data. *Weather and forecasting*, 12(4) :763–784.
- Ji, M., Behringer, D. W., and Leetmaa, A. (1998). An improved coupled model for ENSO prediction and implications for ocean initialization. Part II : The coupled model. *Monthly Weather Review*, 126(4) :1022–1034.
- Klinker, E., Rabier, F., Kelly, G., and Mahfouf, J.-F. (2000). The ECMWF operational implementation of four-dimensional variational assimilation. III : Experimental results and diagnostics with operational configuration. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 126 :1191–1215.
- Le Dimet, F.-X. and Talagrand, O. (1985). Variational algorithms for analysis and assimilation of meteorological observations : Theoretical aspects. *Tellus A : Dynamic Meteorology and Oceanography*, 38A :97–110.

- Lionello, P., Günther, H., and Hansen, B. (1995). A sequential assimilation scheme applied to global wave analysis and prediction. *Journal of Marine Systems*, 6(1-2) :87–107.
- Liu, Q. and Weng, F. (2005). One-dimensional variational retrieval algorithm of temperature, water vapor, and cloud water profiles from Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU). In *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*.
- Liu, Q., Weng, F., and English, S. J. (2011). An improved fast microwave water emissivity model. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 49(4) :1238–1250.
- Mahfouf, J.-F., Moisselin, J.-M., Autonès, F., and Vidot, J. (2017). Apport de l’observation satellitaire pour la prévision du temps. *La Météorologie*, (97) :27–33.
- Mahfouf, J.-F. and Rabier, F. (2000). The ECMWF operational implementation of four-dimensional variational assimilation. II : Experimental results with improved physics. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 126 :1171–1190.
- Marco Matricardi, B., Chevallier, F., and Kelly, G. (2004). An improved general fast radiative transfer model for the assimilation of radiance observations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 130 :153–173.
- Martinet, P., Fourrié, N., Guidard, V., Rabier, F., Montmerle, T., and Brunel, P. (2013). Towards the use of microphysical variables for the assimilation of cloud-affected infrared radiances. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 139(674) :1402–1416.
- Montmerle, T. and Berre, L. (2010). Diagnosis and formulation of heterogeneous background-error covariances at the mesoscale. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*.
- Pailleux, J. (1992). Use of satellite data in global forecasting. *Adv. Space Res*, 12(7) :253–262.
- Pailleux, J. (1996). Impact des Mesures Satellitaires sur la Prévision Numérique. *La Météorologie*, 8(15) :5–18.
- Rabier, F., Jarvinen, H., Klinker, E., Mahfouf, J.-F., and Simmons, A. (2000). The ECMWF operational implementation of four-dimensional variational assimilation. I : Experimental results with simplified physics. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 126 :1143–1170.
- Saunders, R., Matricardi, M., and Brunel, P. (1999). A fast radiative transfer model for assimilation of satellite radiance observations -RTTOV-5. Technical report, European Centre for Medium-Range Forecast, Reading.

- Seity, Y., Brousseau, P., Malardel, S., Hello, G., Bénard, P., Bouttier, F., Lac, C., and Masson, V. (2011). The AROME-France convective-scale operational model. *Monthly Weather Review*, 139(3) :976–991.
- Thepaut, J. N. and Moll, P. (1990). Variational inversion of simulated TOVS radiances using the adjoint technique. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*.
- White, W. B., Tai, C.-K., and Holland, W. R. (1990). Continuous assimilation of Geosat altimetric sea level observations into a numerical synoptic ocean model of the California Current. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 95(C3) :3127–3148.

Apport de l'approche 1D-Var pour l'estimation de la correction troposphérique humide sur océan

Sommaire

1	Analyse de sensibilité et paramétrisation du 1D-Var . .	67
1.1	Sensibilité aux erreurs sur les profils d'ébauche	67
1.2	Les températures de brillance	78
1.3	Conclusions : impact de l'ébauche et des observations sur l'erreur systématique du 1D-Var	89
1.4	Les matrices de covariances d'erreurs	90
2	Résumé de l'article soumis dans <i>Journal of Atmospheric and Oceanic Technologies</i> (AMS)	98
3	<i>A 1D-Var Approach to Retrieve Wet Tropospheric Correction from Current and Future Altimetry Missions</i> . .	100
3.1	Introduction	101
3.2	Data and methods	104
3.3	Evaluation of the 1D-Var retrievals using simulated data .	107
3.4	Impact of real observations on retrieved WTC	115
3.5	Discussions and conclusions	121

Ce chapitre est consacré aux caractéristiques et à la performance de l'approche 1D-Var dans la restitution de la correction troposphérique humide sur océan, en conditions de ciel clair, à partir de mesures de radiomètres sur des missions altimétriques en vol et de nouvelle génération.

Dans un premier temps, une étude préliminaire est menée afin d'évaluer la sensibilité du 1D-Var aux erreurs sur les différents paramètres d'entrée : les observations et l'ébauche. Une paramétrisation des matrices de covariance d'erreurs d'ébauche et d'observations, adaptée à l'assimilation de mesures de radiomètres typiques des missions altimétriques et à l'estimation de la correction troposphérique humide, est

également présentée.

L'évaluation du potentiel et des limites de l'approche 1D-Var pour l'estimation de la correction troposphérique humide sur océan, dans le cadre de missions altimétriques actuelles et futures, est présentée par la suite. Cette étude fait l'objet d'un article accepté, avec révisions mineures, dans le journal JAOT (AMS), intitulé *A 1D-Var approach to retrieve wet tropospheric correction from current and future altimetry missions* (Hermozo Laura, Eymard Laurence, Karbou Fatima, Picard Bruno et Pardé Mickaël, *Journal of Atmospheric and Oceanographic Technology*, August 2017).

1 Analyse de sensibilité et paramétrisation du 1D-Var

Comme présenté dans le chapitre 2, section 2, des adaptations du formalisme 1D-Var et des différents paramètres en jeu est nécessaire pour une application spécifique à l'estimation de la correction troposphérique humide dans le cadre des missions altimétriques. Afin d'adapter au mieux les différents paramètres en jeu dans l'outil 1D-Var, une connaissance fine de la sensibilité du 1D-Var aux erreurs sur l'ébauche et les observations, selon les fréquences assimilées et l'instrument utilisé, est nécessaire. Par ailleurs, des observations nouvelles étant assimilées dans le 1D-Var, par rapport à l'outil initialement tabulé par le NWPSAF, une paramétrisation des covariances d'erreurs d'ébauche et d'observations s'avère indispensable. L'étude de sensibilité présentée porte sur ces différents aspects.

1.1 Sensibilité aux erreurs sur les profils d'ébauche

Dans un premier temps, nous nous concentrerons sur les particularités des profils atmosphériques de l'ébauche du 1D-Var, issues du modèle ECMWF : leur résolution verticale, d'une part ; leur variabilité suivant les différentes situations géophysiques sur océan, d'autre part ; et enfin l'impact d'une erreur commise sur les profils d'ébauche sur les restitutions du 1D-Var.

1.1.1 La résolution verticale des profils

Les profils de température et d'humidité spécifiques du modèle ECMWF sont initialement définis sur 137 niveaux verticaux de la surface au sommet de l'atmosphère. Or, la matrice de covariances d'erreurs d'ébauche, correspondant à la matrice B dans l'équation de la fonction cout 3.1, est définie par le NWPSAF sur 54 niveaux de pression fixes, de la surface, à 1050 hPa, au sommet théorique de l'atmosphère, à 0.05 hPa. Dans un soucis de cohérence, les profils atmosphériques sont sous-échantillonnés sur ces mêmes niveaux de pression. Nous détaillerons dans la section 1.4.2 les motivations du choix de cette matrice.

La figure 3.1 permet de comparer les résolutions verticales des profils atmosphériques issus du modèle ECMWF d'une part, et une fois sous-échantillonnés sur les

54 niveaux de pression fixes d'autre part, de la surface à 200 hPa. Bien que dans les deux cas, le nombre de niveaux de pression augmente lorsque l'on s'approche de la surface, augmentant ainsi l'information aux niveaux contribuant majoritairement à la correction troposphérique humide (voir la figure 3.23), le passage de 137 à 54 niveaux de pression semble réduire considérablement l'information dans les basses couches de la troposphère, entre la surface et 500 hPa.

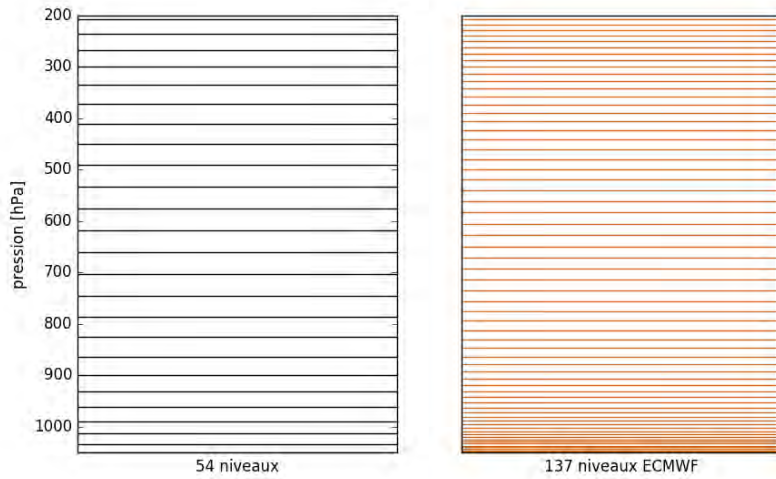


FIGURE 3.1 – Résolution verticale des profils atmosphériques définis sur 54 niveaux verticaux et comparaison avec la résolution des profils atmosphériques sur 137 niveaux du modèle ECMWF.

Un tel sous-échantillonnage n'a néanmoins que peu d'impact sur la correction troposphérique humide estimée par le 1D-Var. Il est en effet cohérent avec les fonctions poids de chaque observation assimilée. Celles-ci sont prises en compte dans le modèle de transfert radiatif, lors de la conversion des profils atmosphériques en températures de brillance. Elles sont illustrées à titre d'exemple dans le cas des fréquences du radiomètre AMSU-A, dans la figure 3.2. Dans cette figure, nous pouvons nous concentrer sur les fonctions poids des canaux à 23.8 GHz et 31.4 GHz (représentés par "CH1" et "CH2" sur le zoom à droite), qui sont très similaires aux canaux à 23.8 GHz et autour de 34 GHz des radiomètres sur les missions altimétriques actuelles. A ces fréquences, le poids des mesures est maximal en surface, à 1000 hPa, et décroît progressivement avec l'altitude, dans les premiers km de l'atmosphère, jusqu'à 300 hPa. En revanche, la variation du poids entre plusieurs niveaux consécutifs, dans plus basses couches de l'atmosphère, est faible.

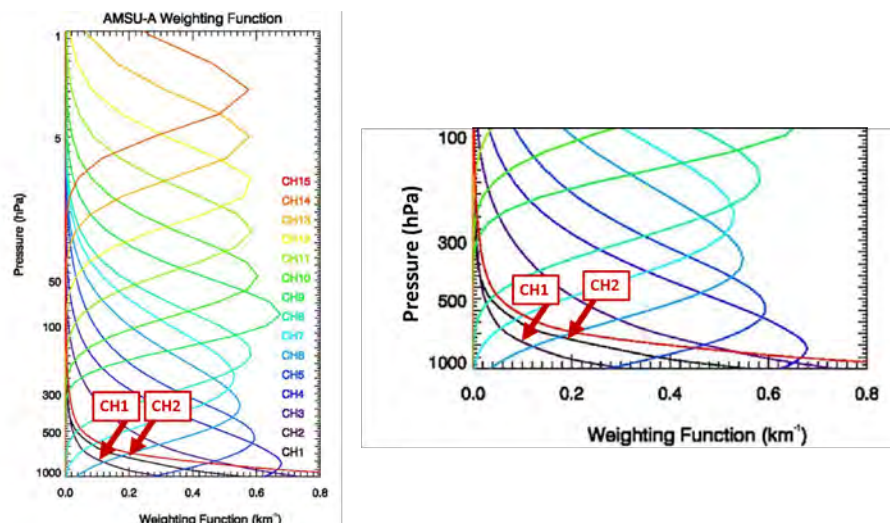


FIGURE 3.2 – Fonctions poids des canaux de l'instrument AMSU-A, pour une atmosphère standard, tirés de Kim et al. (2014). Un zoom sur les niveaux de pression entre la surface et 100 hPa permet de mettre en évidence les fonctions poids des canaux à 23.8 GHz ("CH1") et 31.4 GHz ("CH2"), similaires aux canaux des radiomètres altimétriques.

Ainsi, l'impact moyen du sous-échantillonnage des profils atmosphériques de l'ébauche, sur la correction troposphérique humide estimée à partir de ces mêmes profils, est de l'ordre de 0.5 cm. Néanmoins, on constate en moyenne une sous-estimation de la correction troposphérique humide calculée à partir des profils à 54 niveaux, par rapport à la même quantité intégrée estimée à partir des 137 niveaux de pression. Elle peut atteindre 1.5 cm pour des régions fortement humides ou nuageuses, dans les hautes latitudes et autour de la ZCIT¹. La stratification verticale des profils d'humidité et de température étant très variable dans ces régions, le sous-échantillonnage des profils atmosphériques sur 54 niveaux de pression favorise une perte d'information sur la verticale.

Nous proposons dans les sections suivantes une évaluation de l'impact d'une telle erreur sur l'ébauche, sur les différents paramètres restitués du 1D-Var, et notamment sur la correction troposphérique humide estimée à partir des profils atmosphériques restitués. Préalablement à cette étude, une analyse de la variabilité des profils atmosphériques en plein océan, selon différentes situations géophysiques, est proposée. Cette variabilité régionale est exploitée pour construire un simulateur de radiomètre, dont les pseudo-mesures sont utilisées pour l'étude de sensibilité du 1D-Var aux profils d'ébauche.

1.1.2 Variabilité des profils d'ébauche

Les variabilité des situations géophysiques en plein océan est illustrée par les figures 3.3; 3.4; 3.5; et 3.6. La distribution verticale des profils de température

1. Zone de Convergence Inter-Tropicale

et d'humidité spécifique, moyennée sur une période de un an en plein océan, pour différentes classes de correction troposphérique humide (du plus sec au plus humide), y est représentée. Les zones bleutées représentent la densité des valeurs des profils en chaque niveau de pression. Le profil moyen est représenté en noir. Les courbes jaune et orange sont les percentiles à 10% et à 90%, respectivement. Les percentiles intermédiaires à 30%, 50%, et 70% sont représentés par les courbes rouge. Au sein d'une même classe géophysique, la variabilité des profils de température et d'humidité est importante, et celle-ci évolue selon l'humidité atmosphérique. Dans les régions océaniques sèches, les profils d'ébauche sont plus fortement variables qu'en régions humides.

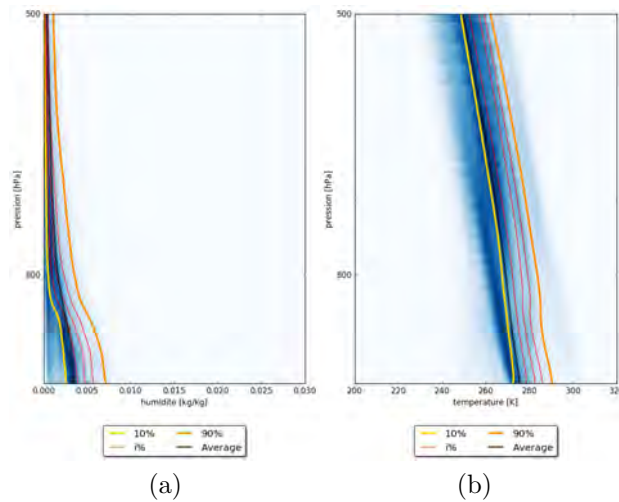


FIGURE 3.3 – Profils d'humidité spécifique (a) et de température (b) moyens (courbe noire), percentiles (courbes jaunes et oranges) et densité (zones bleutées) pour des valeurs de correction troposphérique humide variant entre 0 cm et 10 cm, sur un an de données en plein océan, issues des analyses du modèle ECMWF.

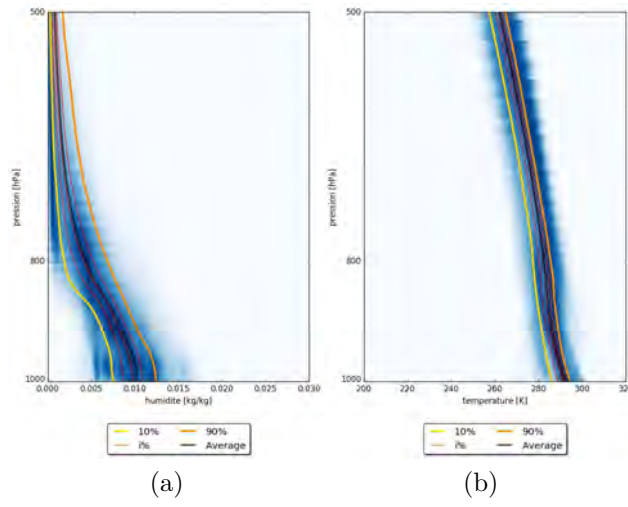


FIGURE 3.4 – Similaire à la figure 3.3, mais pour des valeurs de correction troposphérique humide variant entre 10 cm et 20 cm.

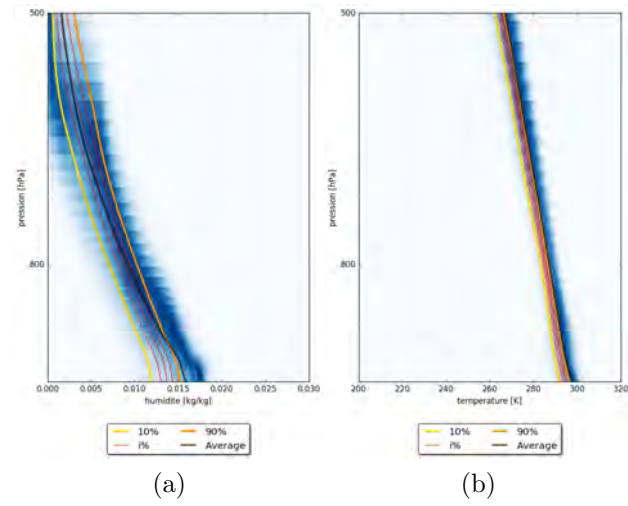


FIGURE 3.5 – Similaire à la figure 3.3, mais pour des valeurs de correction troposphérique humide variant entre 20 cm et 30 cm.

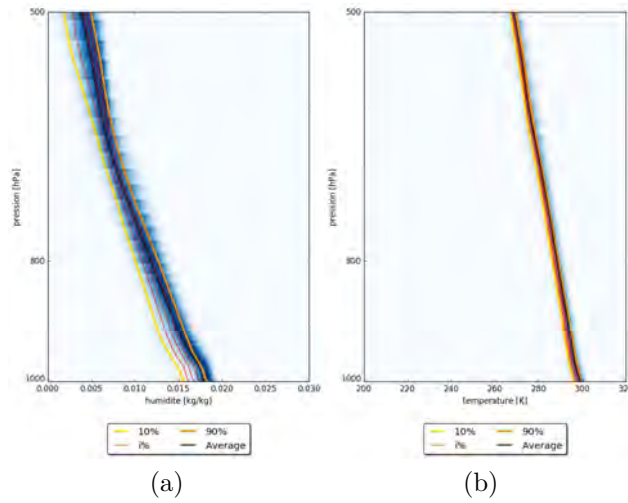


FIGURE 3.6 – Similaire à la figure 3.3, mais pour des valeurs de correction troposphérique humide de 30 cm et au delà.

D'autres régions particulières sont mises en relief par l'étude de la variabilité des profils d'ébauche. Il s'agit des régions dites d'upwelling, dans lesquelles les remontées d'eau froide entraînent une inversion de la variation de température atmosphérique en fonction de l'altitude. Elles sont à l'origine de fortes incertitudes sur la correction troposphérique humide estimée par les algorithmes classiques (Obligis et al. (2009)), du fait de la stratification verticale complexe des profils de température et d'humidité. La variabilité des profils d'ébauche dans ces régions est montrée dans la figure 3.7. Des statistiques similaires aux figures ci-dessus sont illustrées, dans une région au large de la Mauritanie, en Afrique de l'Ouest, ((a) et (b)) et au large de la côte Californienne ((c) et (d)). Ces régions sont caractérisées par une inversion de température ainsi qu'un fort gradient d'humidité autour de 950 hPa. La variabilité des profils atmosphériques y est également importante.

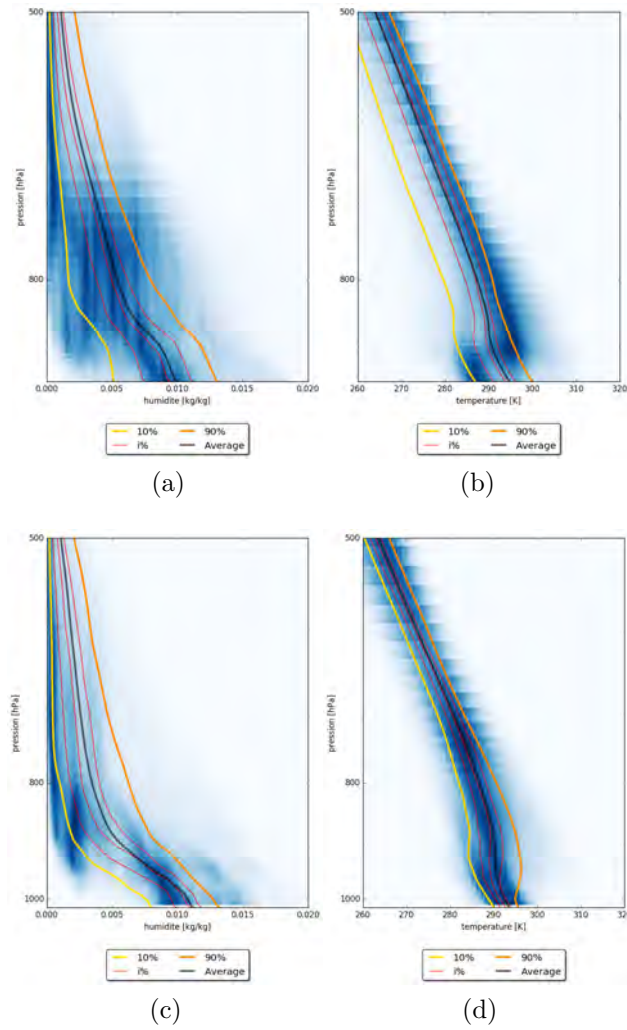


FIGURE 3.7 – Similaire à la figure 3.3, dans deux régions d’upwelling au large de la Mauritanie ((a) et (b)) et au large de la côte Californienne ((c) et (d)).

La variété des situations atmosphériques océaniques est exploitée pour évaluer l’impact sur les restitutions du 1D-Var, d’une erreur commise sur les profils d’ébauche. Pour cela, des pseudo-mesures sont générées, aux fréquences typiques des radiomètres sur les missions altimétriques en vol, et sur les missions futures. Nous détaillons cette méthode dans la section suivante.

1.1.3 Construction d’un simulateur de radiomètre : les pseudo-mesures

La variabilité des profils atmosphériques issus des analyses et prévisions à 24h du modèle ECMWF, est exploitée pour la construction d’une base de données de situations géophysiques types. Les profils et paramètres de surface sont ainsi sélectionnés sur océan, selon les valeurs de la correction troposphérique humide (appelée DH par la suite), de l’eau liquide nuageuse intégrée de la surface au sommet de l’atmosphère (appelée LWP), et dans une région d’upwelling. 500 situations sont sélectionnées au total afin d’assurer une représentativité équitable des différentes conditions atmosphériques.

Les profils atmosphériques et paramètres de surface issus des analyses de la base de données sont utilisés pour générer des "pseudo-mesures" de températures de brillance. L'avantage de cette méthode, pour les études de sensibilités du 1D-Var et pour l'évaluation générale des performances de l'approche, est la connaissance *a priori* de la solution, constituée des profils et paramètres de surface des analyses. Par ailleurs, cette méthode permet de s'affranchir d'erreurs supplémentaires provenant du modèle atmosphérique utilisé en ébauche, ou des observations elles-mêmes. Ainsi, les pseudo-mesures sont simulées sur océan par le modèle de transfert radiatif RTTOV, en appliquant l'hypothèse de ciel clair (pas de dispersion due aux molécules d'eau liquide nuageuse). Pour simuler les températures de brillances aux différentes fréquences (basses fréquences classiques de radiomètres tri-fréquences tels que l'AMR sur Jason-2, et hautes fréquences supplémentaires), les caractéristiques de transfert radiatif, spécifiques à l'AMR, et aux radiomètres couplés AMSU-A et MHS sont utilisées.

Enfin, pour simuler le bruit instrumental des mesures réelles, un bruit blanc gaussien de 0.5 K d'écart-type est ajouté aux simulations de température de brillance.

Nous nous appuyerons sur ces pseudo-mesures pour l'analyse de la sensibilité du 1D-Var aux erreurs commises sur les profils d'ébauche.

1.1.4 Étude de sensibilité aux erreurs sur les profils d'ébauche

Pour introduire une erreur sur les paramètres atmosphériques de température et d'humidité, répartie de manière réaliste sur l'ensemble du profil vertical, nous exploitons la variabilité des profils de la base de données : une situation atmosphérique est donc sélectionnée comme référence, parmi les 500 situations. Dans un premier temps, l'erreur est introduite sur les profils d'humidité : pour une humidité variable, les profils de température et les paramètres de surface sont fixés. La figure 3.8 illustre la différence moyenne (en valeur absolue) entre les 500 profils d'humidité de la base de donnée et l'humidité de référence, ainsi que l'écart-type correspondant.

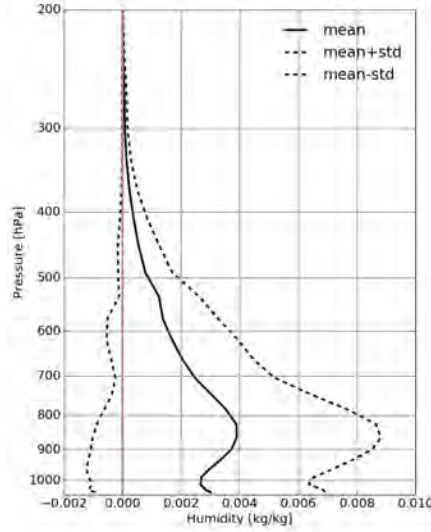


FIGURE 3.8 – Différences moyennes et écart-types entre l'ensemble des profils d'humidité de l'ébauche et l'humidité de référence, pour l'ensemble des situations géophysiques de la base de données.

La différence entre la DH restituée (appelée "DH_{1DVAR}") et la DH de référence est ensuite évaluée en fonction de l'erreur, Δ_q , commise sur l'humidité, pour chaque assimilation. Nous calculons Δ_q sous la forme d'une valeur intégrée sur la verticale. Le résultat obtenu est représenté dans la figure 3.9 ci-dessous, pour l'ensemble des situations géophysiques de la base de données (a), et en retirant la contribution des situations les plus humides (b).

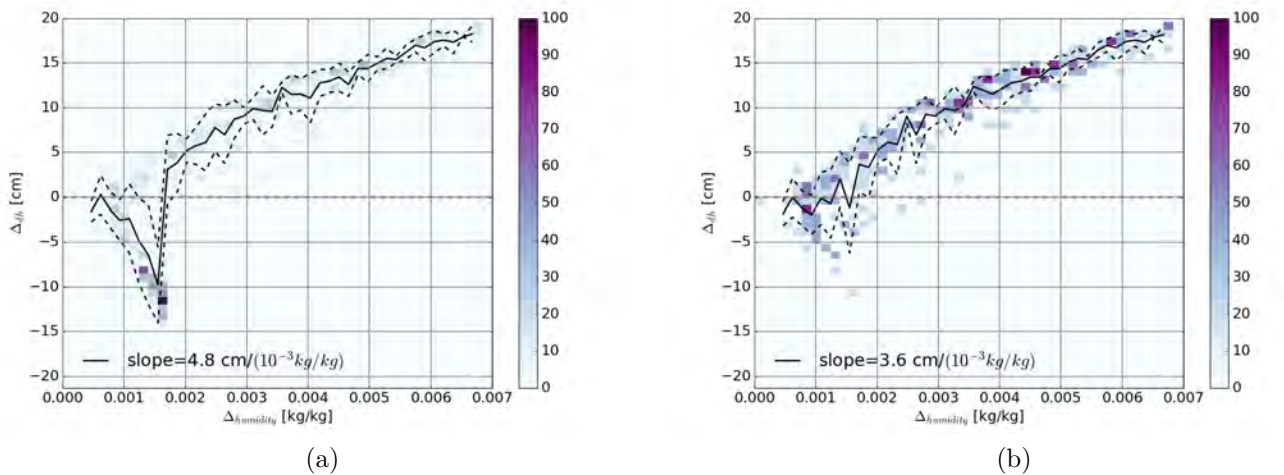


FIGURE 3.9 – Différence moyenne entre la DH restituée et la DH de référence en fonction de l'erreur Δ_q commise sur les profils d'humidité, sur l'ensemble de la base de données (a), et après filtrage des classes très humides et nuageuses (DH > 30 cm et LWP > 0.2 kg/kg) (b)

Pour l'ensemble des situations géophysiques, l'impact sur la DH_{1DVAR} décroît rapidement de 0 à -15 cm, pour des valeurs de Δ_q variant de 0 à 0.0015 kg/kg. L'impact est inversé de 0 à 15 cm pour une erreur Δ_q de 0.0015 à 0.007 kg/kg. La figure 3.9(b) informe sur la contribution importante des situations géophysiques fortement humides : une erreur faible commise sur les profils d'humidité spécifique de l'ébauche, dans des régions fortement humides, impacte fortement la DH restituée, et l'impact peut atteindre 15 cm pour une erreur Δ_q de 0.0015 kg/kg. Le retrait de la contribution des situations géophysiques fortement humides montre un impact de l'erreur Δ_q sur l'humidité spécifique quasi-linéaire sur la DH restituée : de 3.6 cm/(10⁻³ kg/kg).

L'impact d'une erreur sur les profils de température de l'ébauche est également analysé, indépendamment des erreurs sur l'humidité spécifique. La distribution moyenne des différences entre les profils de température d'ébauche et de référence est illustrée sur la figure 3.10(a).

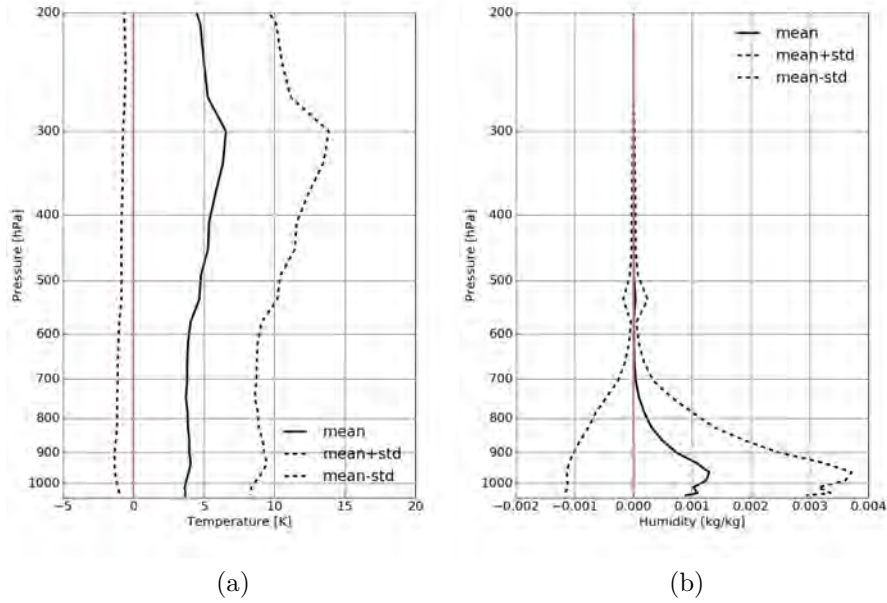


FIGURE 3.10 – Différences moyennes et écart-types entre l'ensemble des profils de température de l'ébauche et la température de référence (a), et les différences correspondantes sur les profils d'humidité spécifique, alors réajustés par la condition de sur-saturation (b).

L'impact sur la DH_{1DVAR} d'une erreur sur la température (appelée Δ_t par la suite) est montré sur la figure 3.11. En moyenne, l'impact oscille entre +/-5 K pour des erreurs Δ_t entre 0 et 4.5 K (trop peu de points au delà de 4.5 K d'erreur sur la température ne permettent pas d'interpréter les variations). En revanche, les résultats sont assez dispersés. Ceci s'explique par la condition de sur-saturation appliquée dans le 1D-Var avant chaque minimisation. Un seuil de saturation est calculé en fonction de la température et de l'humidité atmosphérique de l'ébauche.

Si ce seuil est dépassé, le profil d'humidité est alors réajusté. Une erreur sur les profils de température de l'ébauche se traduit donc nécessairement par une erreur sur les profils d'humidité spécifique. La figure 3.10(b) illustre ce phénomène : la différence entre les profils d'ébauche réajustés par la condition de saturation et l'humidité de référence est non-nulle. Cette erreur impacte à son tour la DH_{1DVAR} .

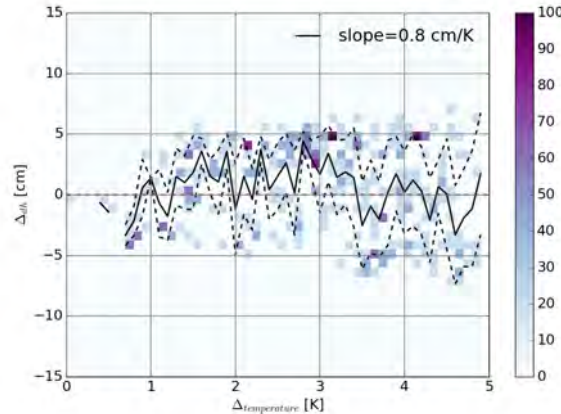


FIGURE 3.11 – Différence moyenne entre la DH restituée et la DH de référence en fonction de l'erreur Δ_t commise sur les profils de température, sur l'ensemble de la base de données de situations géophysiques.

Ainsi, cette analyse nous permet de conclure sur l'impact sur le 1D-Var d'une erreur commise sur les profils d'ébauche. Une erreur sur les profils de température impacte faiblement la DH restituée, en moyenne : l'impact oscille autour de 0 cm/K. La condition de sur-saturation, appliquée à l'ébauche, induit un impact indirect d'une erreur du profil de température sur la DH, en impactant le profil d'humidité de l'ébauche. L'impact d'une erreur sur les profils d'humidité spécifique est quant à lui beaucoup plus important. Il est de 3.6 cm/(10³ kg/kg) pour l'ensemble des situations atmosphériques, à l'exception des régions particulièrement humides et nuageuses (la présence de nuages impacte les profils de température et d'humidité). Dans ces régions, l'impact est proche de 10 cm/(10³ kg/kg). L'erreur des profils d'humidité de l'ébauche est évaluée de manière réaliste : elle inclue ainsi essentiellement des erreurs entre la surface et 500 hPa, avec des erreurs maximales entre les niveaux de pression à 800 hPa et 950 hPa. Ces niveaux contribuent majoritairement à la DH.

Les profils d'ébauche constituent un des paramètres d'entrée du 1D-Var, dans le domaine du modèle. Les températures de brillance mesurées, constituent quant à elles le domaine des observations du 1D-Var, et contribuent également aux restitutions du 1D-Var. Leur contribution dépend à la fois de l'instrument et de la fréquence de mesure. Ainsi, nous détaillerons dans la section suivante les caractéristiques instrumentales des observations et des différentes fréquences assimilées, ainsi que leur impact sur le 1D-Var.

1.2 Les températures de brillance

Les observations sont constituées des mesures de température de brillance aux différentes fréquences. Dans le cadre de cette thèse, différentes configurations spectrales des mesures, issues d’instruments variés, sont utilisées comme vecteur d’observation. La variété des observations, de leurs caractéristiques instrumentales, et de leur contenu en information, mène donc naturellement vers une évaluation de la sensibilité du 1D-Var aux températures de brillances assimilées.

1.2.1 Le bruit instrumental

Le bruit instrumental est spécifique à chaque radiomètre. Il dépend à la fois des conditions de vol de l’instrument, de ses composants électroniques, et de son étalonnage en vol (cf section 3.2.1, chapitre 1).

Dans cette section, nous évaluons la sensibilité du 1D-Var au bruit instrumental. Nous assimilons pour cela les pseudo-mesures de température de brillance pour deux configurations : une configuration ”basses fréquences” (appelée BF, par la suite), aux fréquences typiques de l’AMR (à 18.7, 23.8 et 34 GHz) ; et une configuration améliorée ”basses et hautes fréquences” (appelée BF+HF) à 18.7 GHz, 23.8 GHz, 34 GHz, 50.3 GHz, 53.6 GHz, 89 GHz, 157 GHz et 190 GHz. Contrairement aux pseudo-mesures utilisées dans la section précédente, un bruit blanc gaussien d’écart-type variable y est ajouté pour générer les pseudo-observations bruitées. Ainsi, 1000 tirages sont effectués successivement pour chaque valeur de l’écart-type, variant de 0.5 à 5 K, et appliqués aux pseudo-mesures correspondant à une situation atmosphérique issue de chaque classe géophysique de la base de données. L’impact du bruit instrumental sur les paramètres restitués du 1D-Var est évalué en comparant les restitutions à la situation de référence. Il est évalué à la fois sur les températures de brillance et sur les profils atmosphériques restitués par le 1D-Var, ainsi que sur la DH_{1DVAR} correspondante.

A travers cette analyse, nous montrons un impact faible du bruit instrumental sur l’humidité restituée par le 1D-Var, de l’ordre de 10^{-5} (kg/kg)/K pour l’assimilation d’observations aux basses fréquences. L’erreur induite sur les profils d’humidité étant majoritaire entre les niveaux de pression à 800 hPa et 950 hPa, la DH estimée est directement impactée par une erreur sur le bruit instrumental, de 0.2 cm/K. Dans le cas de l’assimilation des basses et hautes fréquences, l’impact du bruit instrumental sur la DH est triplé (0.6 cm/K), du fait d’un impact sur l’humidité restituée de 8×10^4 (kg/kg)/K, dans les plus basses couches de l’atmosphère, autour de 950 hPa. Cette augmentation vient du nombre plus important de mesures assimilées sensibles à l’humidité dans les basses couches de l’atmosphère. Leur poids lors de l’ajustement des profils est donc plus important.

Le bruit instrumental pour les radiomètres à bord des missions altimétriques actuelles reste néanmoins très faible, en deça de 1 K. Il varie autour de 0.2 K, aux différentes fréquences des radiomètres bi- et tri-fréquence sur les missions altimétriques actuelles et passées (Ruf et al. (1995) pour le radiomètre TMR ; Steunou

et al. (2015) pour le radiomètre sur AltiKa, par exemple). De telles valeurs du bruit impactent donc très faiblement les profils d’humidité restitués, de l’ordre de 10^{-6} kg/kg, et l’erreur systématique sur la DH estimée, est négligeable, de 0.02 cm.

1.2.2 La correction de biais des températures de brillance

Les choix de calibration en vol du radiomètre, et de la paramétrisation du modèle radiométrique (voir la section 3.2.1, chapitre 1) lors de cette calibration, implique également la prise en compte d’un biais systématique sur les températures de brillance mesurées. La comparaison des températures de brillances simulées par deux modèles de transfert radiatif distincts, pour un radiomètre donné, montre que le biais instrumental varie autour de quelques K, en fonction de l’instrument et de la fréquence de mesure (Picard (2017)). Une correction des biais est donc systématiquement nécessaire sur les températures de brillance simulées, lors de l’assimilation des mesures de températures de brillance d’un instrument donné, afin d’ajuster les températures de brillance issues du modèle de transfert radiatif par rapport aux observations.

La minimisation de la distance entre les observations et les simulations des observations par le modèle de transfert radiatif repose en effet sur l’hypothèse d’une distribution gaussienne, centrée en zéro, des différences entre les températures de brillance observées et celles simulées à partir des profils et paramètres de surface de l’ébauche. Cette différence est appelée TB_{DIFF} par la suite. Préalablement à l’application de la correction de biais, elle inclue la contribution du biais instrumental, et des erreurs intrinsèques au modèle de transfert radiatif. La présence d’un biais sur les valeurs de TB_{DIFF} dans le 1D-Var favoriserait la non-convergence du processus de minimisation, ou la restitution de profils restitués trop éloignés de la solution attendue, pour des valeurs de TB_{DIFF} trop importantes.

A titre d’exemple, la distribution des valeurs de TB_{DIFF} pour l’ensemble des mesures de l’AMR en ciel-clair et en plein océan, sur une période de 6 mois, est montrée dans la figure 3.12, avant et après application de la correction de biais sur les températures de brillance simulées. La correction des biais aux différentes fréquences de l’AMR, pour des conditions de ciel clair, en plein océan, varie de 0.8 K à 18.7 GHz, à 0.2 K à 34 GHz en passant par 0.7 K à 23.8 GHz. Les spécificités instrumentales différentes du radiomètre AMSU-A résultent en un biais entre les températures de brillance mesurées et simulées supérieur à 1 K, à 23.8 GHz et 31.4 GHz.

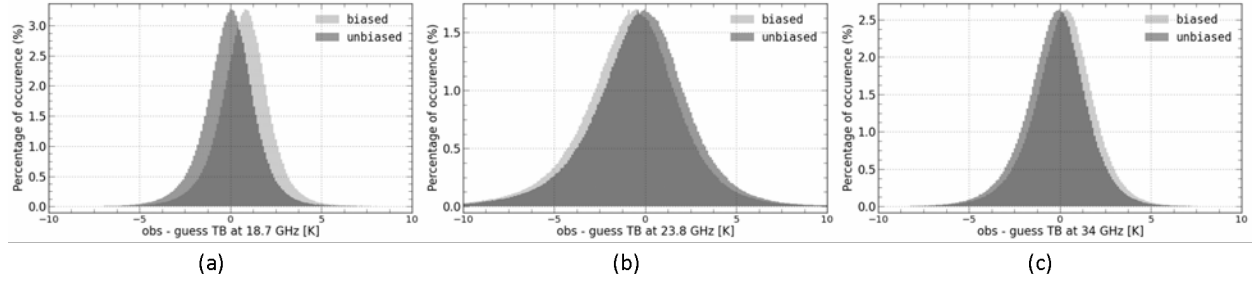


FIGURE 3.12 – Distribution des différences entre les températures de brillance observées et simulées à partir des profils d'ébauche, pour les mesures de l'AMR à 18.7 GHz (a), 23.8 GHz (b) et 34 GHz (c), sur une période de six mois, avant et après application de la correction de biais.

Dans le cadre de cette thèse, les observations assimilées sont issues d'instruments variés : à la fois de radiomètres couplés aux missions altimétriques en vol, et d'instruments hypothétiques, générés pour simuler les radiomètres altimétriques futurs. Ainsi, nous évaluons dans le paragraphe suivant le coût d'une erreur commise sur le biais des températures de brillance mesurées, à la fois sur les profils d'humidité restitués, et sur la DH estimée.

Impact de la correction de biais

Nous utilisons pour cela les pseudo-observations générées par les analyses de la base de données de situations géophysique. De la même manière que dans la section 1.2.1, deux configurations BF et BF+HF sont assimilées successivement dans le 1D-Var, afin d'évaluer l'impact sur le 1D-Var d'une erreur sur le biais, pour l'ensemble des fréquences des radiomètres altimétriques actuels et futurs. Un biais variant de -10 à +10 K, est ainsi appliqué successivement à chaque fréquence des pseudo-observations BF et BF+HF.

L'écart moyen entre les restitutions et les paramètres d'ébauche est ensuite évalué en fonction de la valeur du biais appliqué aux observations. L'impact d'une erreur sur la DH estimée à partir des profils restitués, la DH_{1DVAR} , en fonction du biais appliqué sur chaque observation, est résumé dans le tableau 3.1.

		Impact sur la DH [cm/K]
	18.7 GHz	< 0.1
	23.8 GHz	0.1
	34 GHz	< 0.1
Biais appliqué à...	50.3 GHz	0.4
	53.6 GHz	< 0.1
	89 GHz	0.3
	157 GHz	< 0.1
	190 GHz	< 0.1

TABLE 3.1 – Impact de l’erreur commise sur les observations sur les températures de brillance restituées et la DH estimée à partir des profils et paramètres de surface restitués

Pour la configuration BF, une erreur de 1 K sur les températures de brillance à 23.8 GHz induit une sur-estimation de 0.1 cm de la DH_{IDVAR} par rapport à l’ébauche, tandis qu’une erreur sur les autres fréquences n’ont quasiment pas d’impact. Ceci s’explique par la forte sensibilité des mesures à 23.8 GHz à la vapeur d’eau des basses couches de la troposphère, contribuant majoritairement à la DH. La figure 3.14 montre l’impact du biais sur les profils d’humidité spécifique restitués. Les différences sont maximales autour de 950 hPa, pour une erreur sur le biais sur les mesures à 23.8 GHz (figure b). L’application d’un biais de 1 K sur le canal à 23.8 GHz induit une augmentation de l’humidité restituée par rapport à l’ébauche, en moyenne sur l’ensemble de la base de données, de 0.05×10^{-4} kg/kg autour de 950 hPa. Ajoutons par ailleurs que l’impact du biais sur les profils d’humidité restitués met en évidence le poids de chaque fréquence sur la verticale, maximal autour de 950 hPa dans le cas des basses fréquence typiques de radiomètres altimétriques actuels.

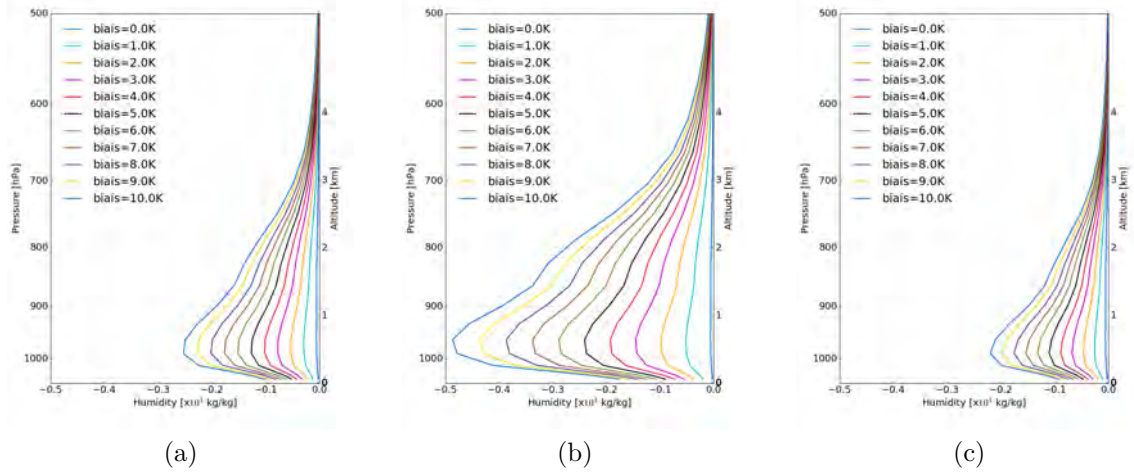


FIGURE 3.13 – Différences entre les profils d’humidité spécifique de l’ébauche et restitués par le 1D-Var en fonction de la valeur du biais appliquée sur les observations à 18.7 GHz (a), 23.8 GHz (b) et à 34 GHz (c).

Les résultats sont différents pour l’assimilation des pseudo-mesures de la configuration BF+HF. De par leur forte sensibilité à la surface, l’erreur commise sur le biais, appliquée aux canaux à 50.3 GHz et 89 GHz, sur la DH_{1DVAR} est maximale, de 0.4 cm/K et 0.3 cm/K, respectivement, comme le montre le tableau 3.1. A l’inverse, les fréquences sensibles aux niveaux plus élevés de l’atmosphère, ou peu sensibles à la vapeur d’eau (à 53.6 GHz, 157 GHz et 190 GHz) impactent peu les profils d’humidité restitués entre la surface et 500 hPa (cf figures 3.14(b) et (e)). Les mesures à 53.6 et à 190 GHz ont en effet un poids sur la verticale maximal entre 2 km et 4 km d’altitude dans la troposphère (voir figure 3.2).

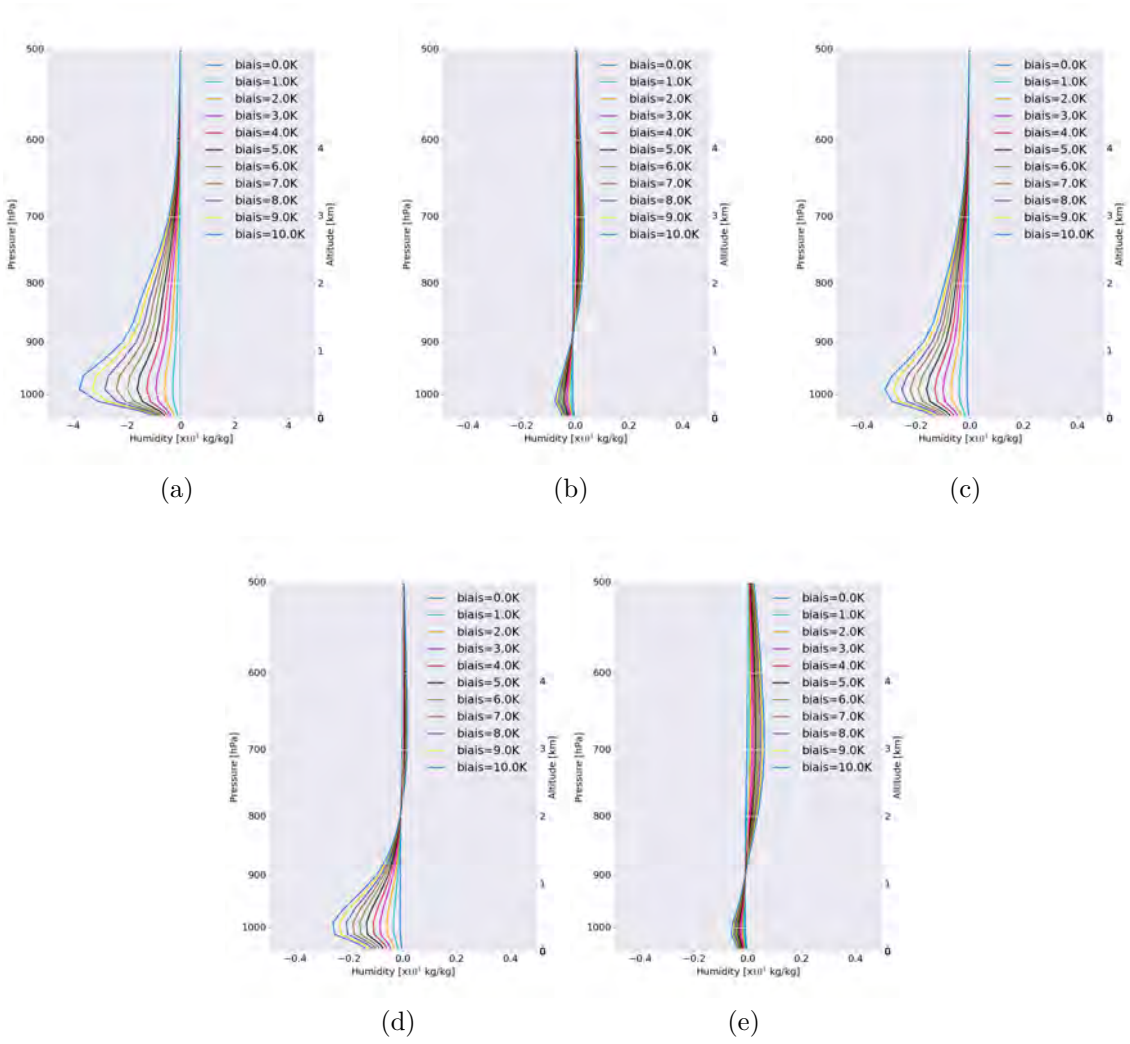


FIGURE 3.14 – Similaire à la figure 3.14, pour un biais appliqué sur les observations à 50.3 GHz (a), 53.6 GHz (b), 89 GHz (c), 157 GHz (d) et à 190 GHz (e).

L'impact d'une erreur sur le biais est donc fortement dépendant de la fréquence. Une erreur sur le biais, sur les mesures à 23.8 GHz, contribue majoritairement à une erreur sur la DH restituée, et l'impact est supérieur à 0.1 cm/K. Ainsi, l'erreur systématique causée par le biais instrumental à ces fréquences, sur la DH 1D-Var, est en deçà de 0.5 cm (rappelons que le biais varie autour de quelques K pour les radiomètres tri-fréquences actuels). Parmi les hautes fréquences assimilées dans le cadre des radiomètres sur les missions altimétriques futures, une erreur sur le biais à 50.3 GHz contribue majoritairement à une erreur systématique sur la DH, de 0.4 cm/K. Ceci s'explique par un impact majoritaire du biais à ces fréquences (à 23.8 GHz et 50.3 GHz), sur les profils d'humidité spécifique, entre les niveaux de pression à 800 hPa et 950 hPa, dont la contribution à la DH est maximale.

A travers cette étude, le poids des observations sur les profils de température et d'humidité, et ainsi sur la DH estimée, est mis en relief et montre une forte dépendance en fréquence. Ainsi, une évaluation plus fine du poids des mesures assi-

milées fait l'objet de la section suivante.

1.2.3 Les différentes fréquences

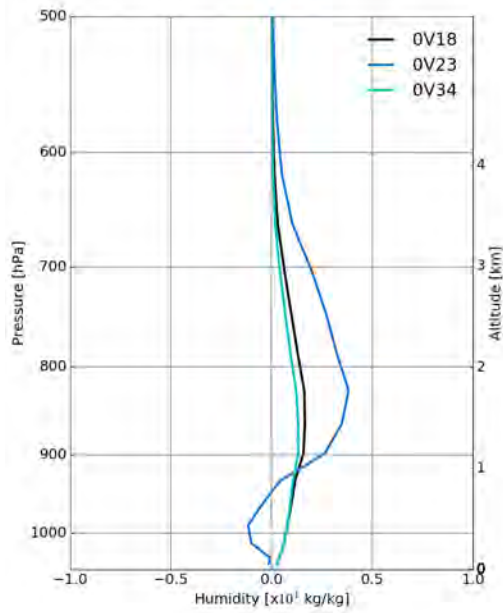
Dans cette section, nous suivons la méthode de l'assimilation à une observation, en assimilant chaque fréquence indépendamment dans le 1D-Var.

Nous utilisons en ébauche du 1D-Var l'ensemble des prévisions à 24h issues de la base de données de situations géophysiques. A l'issue de chacune de ces expériences, nous évaluons la différence moyenne entre les profils restitués et les profils d'ébauche, en fonction de la fréquence assimilée. Ces résultats sont montrés dans les figures 3.15 et 3.16. Les statistiques d'erreur quadratique moyenne (EQM) sur les profils d'ébauche et restitués, sont calculées par rapport aux profils de la référence (constitués par les analyses). La comparaison des EQM sur l'ébauche et les restitutions est montrée dans les figures 3.17 et 3.18, pour les profils de température et d'humidité spécifique.

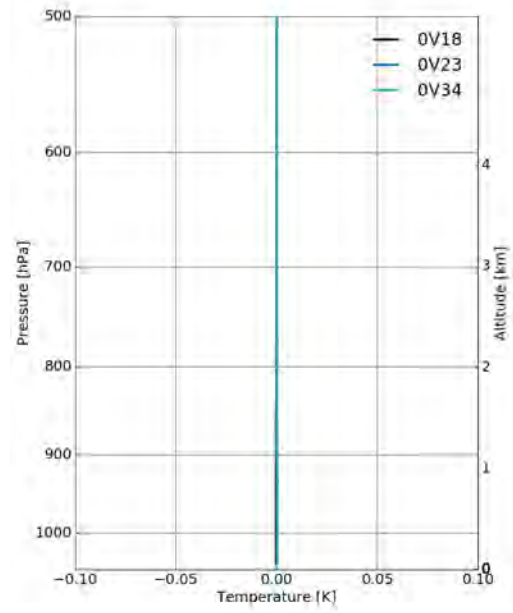
Ces figures montrent que l'assimilation des différentes fréquences a un impact négligeable sur les profils de température (figures 3.15(b) et 3.16(b)) : ils ne sont en moyenne pas modifiés par rapport à l'ébauche, et l'erreur sur la température restituée est la même que celle sur la température d'ébauche. Nous considérons en effet que les incertitudes sur les profils de température de l'ébauche sont faibles, les prévisions à 24 h étant déjà très proches des analyses, dans le cas général. La paramétrisation du 1D-Var contraint alors fortement les profils de température, qui ne sont que très peu modifiés, même après assimilation du canal à 53.6 GHz, proche de la bande d'absorption de l'oxygène.

En revanche, l'impact sur les profils d'humidité est très variable selon la fréquence assimilée. Comme attendu, la figure 3.15(a) souligne une sensibilité plus importante du canal à 23.8 GHz sur la vapeur d'eau que des canaux à 18.7 et 34 GHz, avec un ajustement de l'humidité restituée par rapport à l'ébauche de $0.3 \cdot 10^{-4}$ kg/kg autour de 850 hPa et de $0.1 \cdot 10^{-4}$ kg/kg vers 1000 hPa. Cet impact induit une réduction de l'erreur sur l'humidité restituée de 1% par rapport à l'ébauche, et ce dans les 3 premiers km de l'atmosphère.

Les canaux fenêtre hautes fréquences à 50.3 GHz, 89 GHz et 157 GHz montrent également un impact significatif sur les profils d'humidité. Il est maximal pour l'assimilation des observations à 50.3 GHz, comme on le voit sur la figure 3.16(a), induisant une réduction de l'erreur de l'ordre de 1% également par rapport à l'ébauche, centrée autour de 850 hPa. Ceci est dû à la forte sensibilité de ce canal à la surface. En revanche, les canaux à 53.6 et à 190 GHz, respectivement sensibles aux variations de température et à l'eau liquide nuageuse à des niveaux plus élevés de l'atmosphère, ont un impact négligeable sur l'humidité restituée.

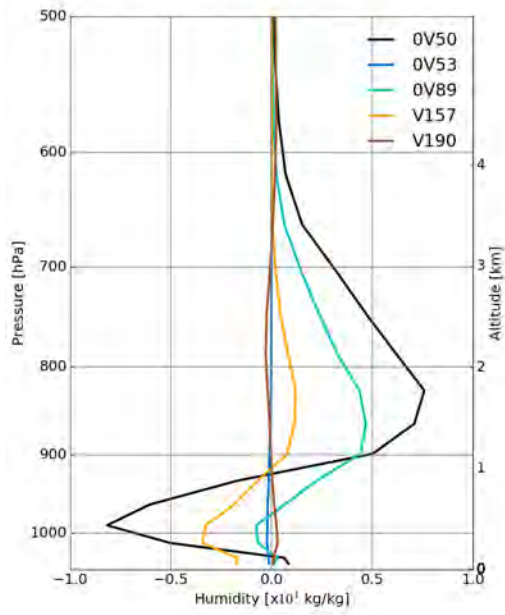


(a)

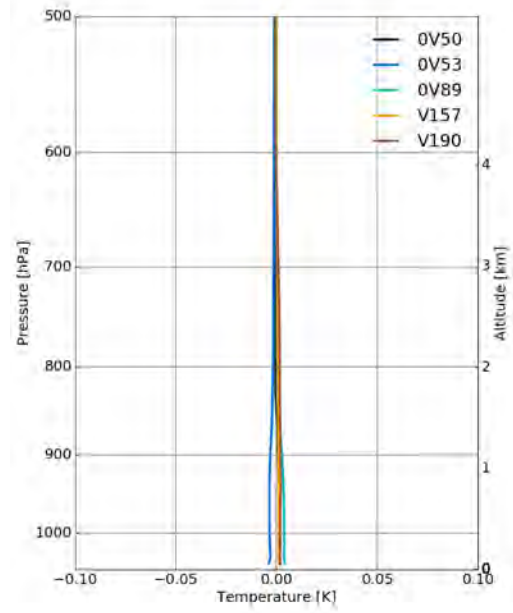


(b)

FIGURE 3.15 – Profils de différences sur l’humidité (a) et la température (b) entre l’ébauche et l’analyse 1D-Var, en assimilant successivement chaque fréquence à 18.7 GHz, 23.8 GHz et 34 GHz. Les différences sont moyennées sur l’ensemble des profils et paramètres de surface de la base de données de situations géophysiques.

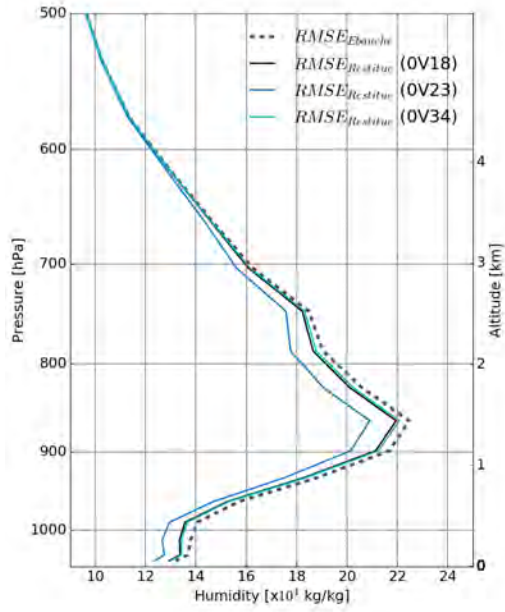


(a)

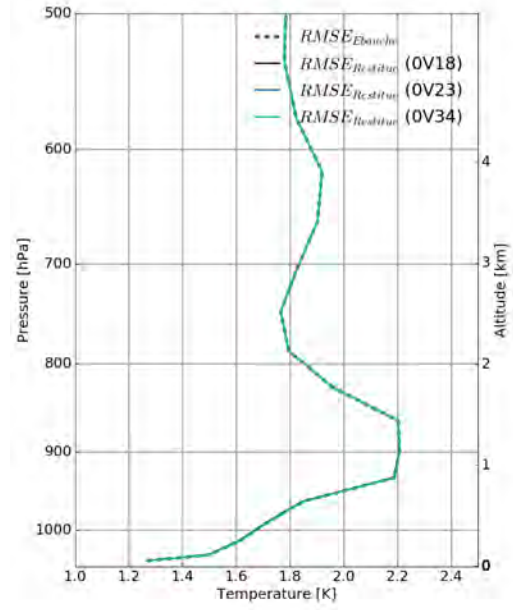


(b)

FIGURE 3.16 – Similaire à la figure 3.15, en assimilant successivement chaque fréquence à 50.3 GHz, 53.6 GHz, 89 GHz, 157 GHz et 190 GHz.

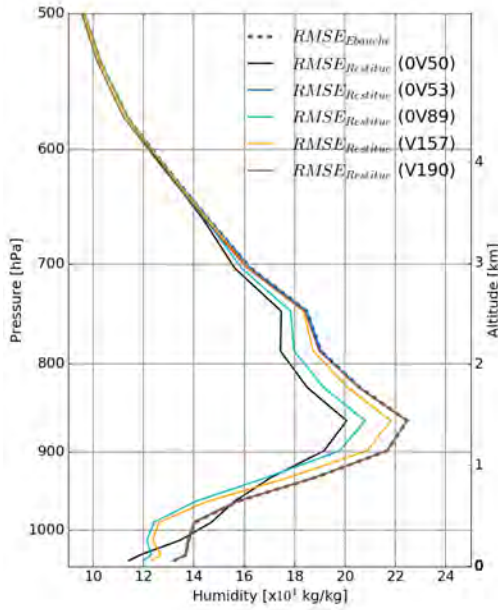


(a)

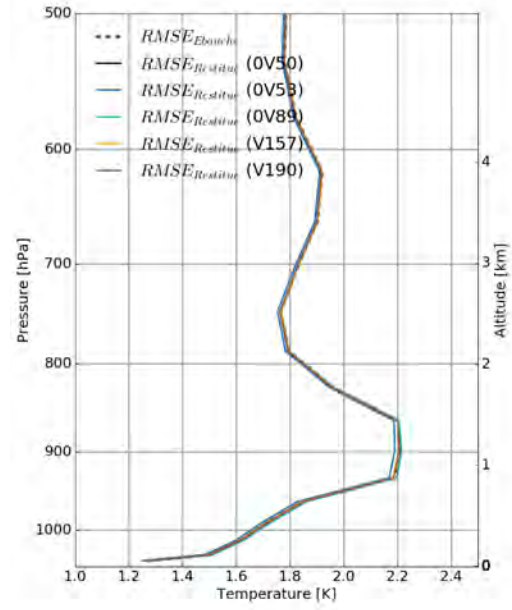


(b)

FIGURE 3.17 – Profils d'EQM sur l'humidité (a) et la température (b) de l'ébauche et de l'analyse 1D-Var, en assimilant successivement chaque fréquence à 18.7 GHz, 23.8 GHz et 34 GHz. Les statistiques sont calculées sur l'ensemble des profils et paramètres de surface de la base de données de profils types.



(a)



(b)

FIGURE 3.18 – Similaire à la figure 3.17 en assimilant successivement chaque fréquence à 50.3 GHz, 53.6 GHz, 89 GHz, 157 GHz et 190 GHz.

De la même façon, l'impact de chaque fréquence sur la DH restituée est résumé dans le tableau 3.2 en terme de MQE par rapport à la DH de référence. Comme attendu, la réduction du MQE sur la DH restituée (EQM_{DH} (1DVar)) par rapport au MQE de la DH ébauche (EQM_{DH} (ébauche)) est maximale, de 0.5 cm, pour l'assimilation des canaux à 23.8 et à 50.3 GHz.

Fréquence assimilée (GHz)	MQE _{DH} (ébauche) (cm)	MQE _{DH} (1DVar) (cm)
18.7		3.2
23.8	3.3	2.8
34		3.2
50.3		2.5
53.6		3.3
89	3.3	2.8
157		3.1
190		3.3

TABLE 3.2 – Impact de chaque fréquence assimilée indépendamment dans le 1D-Var sur la DH estimée à partir des profils restitués.

Ainsi, l'assimilation d'observations, avec une configuration classique de températures de brillances aux basses fréquences (à 18.7 GHz, 23.8 GHz et 34 GHz), résulte en une

contribution majoritaire du canal à 23.8 GHz sur la DH restituée. Celle-ci contribue à une réduction de l'erreur de 0.5 cm, par rapport à la DH de l'ébauche. Cette analyse conforte la sensibilité du canal à 23.8 GHz à la vapeur d'eau, dans les basses couches de l'atmosphère. Par ailleurs, l'étude de sensibilités présentée dans cette section souligne la contribution majoritaire, en plus du canal à 23.8 GHz, des mesures à 50.3 GHz et à 89 GHz, sensibles à la surface. Ces mesures contribuent également à une réduction de l'erreur sur la DH de 0.5 cm. L'apport de ces canaux est donc significatif pour l'estimation de la correction troposphérique sur océan. Nous verrons en revanche par la suite et l'assimilation des mesures de températures de brillance à 89 GHz s'avère complexe, de par leur sensibilité aux contenu nuageux et à d'autres paramètres atmosphériques complexes.

1.3 Conclusions : impact de l'ébauche et des observations sur l'erreur systématique du 1D-Var

Le tableau ci-dessous résume l'impact sur la correction troposphérique humide des erreurs commises sur les différents paramètres d'entrée du 1D-Var : les profils atmosphériques de l'ébauche d'une part, et les observations d'autre part. Lorsque l'information est disponible, l'erreur systématique correspondante sur la correction troposphérique humide restituée est également précisée, connaissant les différentes hypothèses adoptées pour ces travaux de thèse.

	Impact	Erreur systématique
Ebauche		
Température...	~ 0 cm/K	~ 0 cm
Humidité.....	3.3 cm/(10^{-3} kg/kg)	-
Observations		
Bruit	0.2 cm/K (BF) ² ;	0.02 cm
instrumental...	0.6 cm/K (BF+HF) ³	
Biais	0.1 cm/K (23.8 GHz) ;	< 0.5 cm
instrumental...	0.4 cm/K (23.8 GHz, 50.3 GHz, 89 GHz) ⁴	

TABLE 3.3 – Contribution des profils d'ébauche et des observations à l'erreur systématique sur la DH restituée par le 1D-Var.

Parmi les différents paramètres en jeu dans le 1D-Var, nous venons de citer les paramètres d'entrée : les observations, constituées par les températures de brillance aux

2. pour l'assimilation des basses fréquences typiques des radiomètres tri-fréquences, tels que l'AMR sur Jason-2

3. pour l'assimilation des basses et hautes fréquences typiques des radiomètres sur les missions altimétriques futures, telles sur sur la mission Jason-CS/Sentinel-6

4. fréquence contribuant majoritairement à l'erreur sur les restitutions du 1D-Var

différentes fréquences, et les profils et paramètres de surface de l'ébauche. D'autres paramètres ont un rôle primordial dans le processus de minimisation du 1D-Var, et permettent d'y intégrer la contribution des incertitudes sur les observations, d'une part, et sur l'ébauche, d'autre part. On définit ces incertitudes par les matrices de covariance d'erreurs d'observations, et d'ébauche, soit par les matrices R et B dans l'équation de la fonction coût J (équation 3.1). Ces dernières font l'objet de la section suivante.

1.4 Les matrices de covariances d'erreurs

1.4.1 Les erreurs d'observations

Rappelons que les mesures assimilées ne sont pas liées linéairement aux variables atmosphériques. Cet aspect constitue d'ailleurs une des causes principales des incertitudes sur la correction troposphérique humide estimée par les algorithmes classiques. En outre, les sections précédentes montrent que les mesures de températures de brillance ont un impact variable selon leur fréquence, avec une sensibilité plus ou moins importante aux différents paramètres atmosphériques, à des niveaux de pression spécifiques. Une paramétrisation du poids de chaque mesure dans l'assimilation est donc indispensable pour restituer des variables atmosphériques cohérentes avec les mesures de températures de brillance.

Le poids de chaque mesure est inversement proportionnel à sa covariance d'erreur. Cette dernière grandeur constitue les coefficients de la matrice de covariance d'erreurs d'observation, nommée R dans l'équation 3.1. La matrice R est une matrice carrée dont la taille est égale au nombre de fréquences assimilées dans le 1D-Var. Les coefficients diagonaux représentent la variance d'erreur sur chaque observation, à une fréquence donnée. On considère généralement que chaque observation assimilée est indépendante. Cette hypothèse est appliquée dans notre cas : la corrélation est donc nulle entre deux observations à deux fréquences différentes, ce qui annule les coefficients non-diagonaux de la matrice R .

La définition précise des erreurs liées à chaque observation et relatives à chaque instrument est une tâche complexe. Pour surmonter cela, des études dédiées développent différentes méthodes permettant de les déterminer à partir de diagnostics *a posteriori* sur les restitutions du processus variationnel. On pourra notamment se référer à Desroziers et al. (2005) et Montmerle and Berre (2010) pour de plus amples détails sur ces méthodes. Dans notre cas, nous suivrons la méthode décrite par Deblonde (2001a) pour déterminer les erreurs d'observations aux fréquences des différents instruments utilisés. Ainsi, les erreurs d'observation sont définies à partir des statistiques sur les différences globales entre les températures de brillance des observations et celles simulées à partir des paramètres atmosphériques de l'ébauche. Un poids est associé aux écart-types d'erreurs correspondants afin de conserver la dépendance en fréquence des erreurs d'observations, tout en assurant une paramétrisation optimale du 1D-Var, spécifique à chaque instrument.

Dans notre cas d'étude, nous utilisons les comparaisons de températures de

brillance observées et simulées, appelées TB_{DIFF} , sur une période de six mois, en conditions de ciel clair, sur océan global. Un poids α , variant entre 0 et 1 est appliqué à l'écart-type de la distribution Gaussienne des valeurs de TB_{DIFF} , appelé σ_{TB} dont la résultante mise au carrée définit les variances d'erreurs d'observations.

Pour évaluer la qualité de la paramétrisation du 1D-Var en fonction du coefficient α , nous utilisons de nouveau le critère de réduction de l'EQM calculé sur les profils d'humidité et de température restitués, par rapport à l'EQM sur les profils d'humidité et de température de l'ébauche. Les statistiques d'erreurs sont calculées par rapport à une référence, constituée par les analyses globales du modèle ECMWF. La figure 3.19 montre l'impact du coefficient α , appliqué aux valeurs de σ_{TB} , sur les profils de température et d'humidité, dans le cas de l'assimilation des pseudo-observations à 18.7 GHz, 23.8 GHz et 34 GHz. Une réduction de l'EQM des profils restitués par rapport à l'ébauche (correspondant à des valeurs négatives sur l'axe y) correspond à une paramétrisation optimale des variances d'erreurs d'observations. Dans l'exemple illustré, les erreurs d'observations sont optimales pour un coefficient alpha supérieur à 0.7. Les écarts-types d'erreurs d'observations pour chaque fréquence correspondant donc à 70% de l'écart-type σ_{TB} sur la distribution des valeurs de TB_{DIFF} .

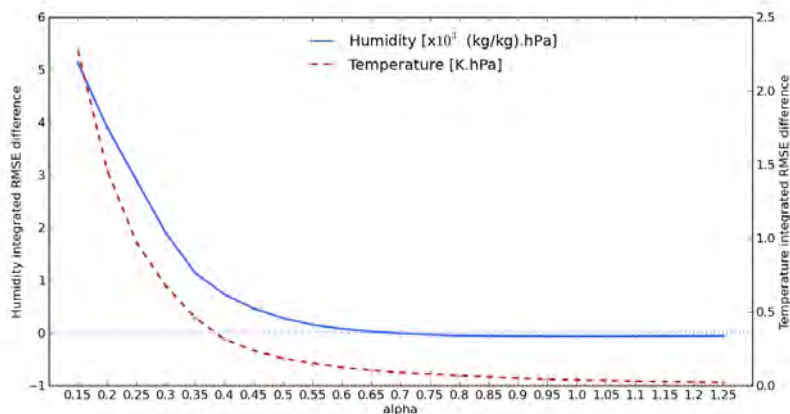


FIGURE 3.19 – Différence de l'EQM entre les paramètres de température et d'humidité restitués et d'ébauche en fonction du coefficient alpha.

Le tableau ci-dessous résume ainsi les valeurs des écarts-types d'erreurs d'observations, pour les mesures de l'AMR, ainsi que pour les mesures au nadir des radiomètres AMSU-A et MHS, aux fréquences assimilées dans le cadre de cette thèse. Parmi ces fréquences, les erreurs d'observations pour le canal à 89 GHz ne figurent pas.

Fréquence (GHz)	Variance d'erreur (K ²)	Écart-type d'erreur (K)
AMR		
18.7	40.6	6.4
23.8	40.8	6.4
34	61.8	8.0
AMSU-A		
23.8	34.6	5.9
31.4	49.3	7.0
50.3	1.00	1.0
53.6	1.44	1.2
MHS		
89	41.9	6.5
157	37.5	6.1
190	19.7	4.4

TABLE 3.4 – Covariances d’erreurs d’observations pour les fréquences de l’AMR ainsi que pour les fréquences des radiomètres AMSU-A et MHS, au nadir, assimilées dans le cadre de l’estimation de la correction troposphérique humide.

1.4.2 Les erreurs d’ébauche

De manière similaire aux erreurs d’observations, les erreurs d’ébauche, représentées par la matrice de covariance d’erreurs d’ébauche, B , définissent le poids de chaque paramètre atmosphérique dans le processus de minimisation. La matrice B est une matrice diagonale par blocs : les blocs diagonaux représentent les covariances d’erreurs sur les profils de température et d’humidité spécifique, en chaque niveau atmosphérique, ainsi que celles sur les paramètres de surface. Les blocs non-diagonaux représentent les covariances d’erreurs entre deux paramètres atmosphériques de nature différente. Pour un bloc diagonal donné, les coefficients diagonaux représentent les variances d’erreurs sur la température en chaque niveau de pression. Les coefficients non-diagonaux représentent alors les covariances d’erreurs sur la température entre deux niveaux de pression i et j . A titre d’exemple, si la covariance d’erreur entre la température autour de 850 hPa et 1000 hPa est non-nulle, alors toute modification du profil de température autour de 850 hPa induira une modification de la température autour de 1000 hPa, lors du processus de minimisation.

La matrice de covariance d’erreurs d’ébauche est fournie conjointement à l’outil 1D-Var du NWPSAF. Elle est définie pour la minimisation de profils atmosphériques définis sur 54 niveaux de pression fixes, de la surface au sommet de l’atmosphère. La figure 3.20 montre l’écart type d’erreur (soit la racine carrée de la variance d’erreur) sur la température (a) et l’humidité spécifique (b), de la surface à 500 hPa. Précisons que les erreurs sur l’humidité ne sont définies que sur les 29 premiers niveaux de pression, de la surface à 200 hPa. En effet, l’humidité étant quasi-nulle au delà de 200 hPa (environ 10 km d’altitude), il n’est pas nécessaire de la contraindre. Par

ailleurs, on assimile ici des mesures de température de brillance sensibles aux basses couches de l'atmosphère (dans les premiers km) : elles n'auront de toute façon pas d'impact au delà de 10 km d'altitude.

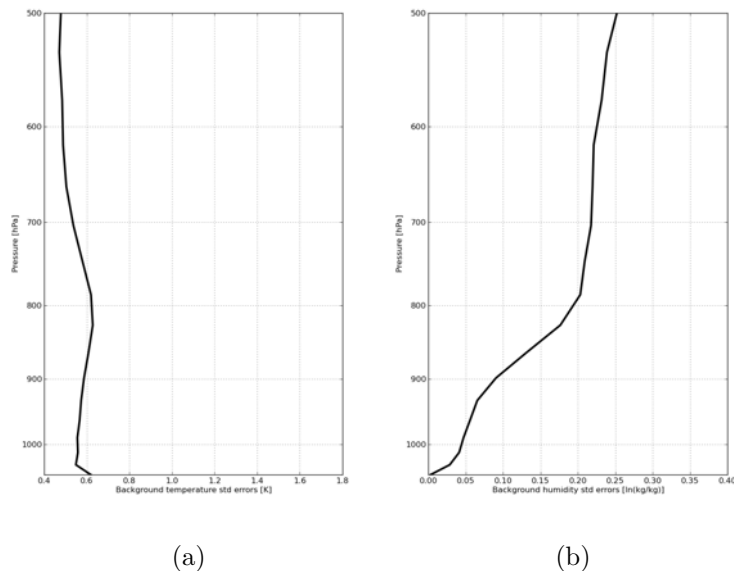


FIGURE 3.20 – Racine carée de la variance d'erreur sur la température et l'humidité spécifique atmosphériques, de la surface à 500 hPa. Les coefficients sont issus de la matrice B de covariance d'erreurs d'ébauche fournie par le NWPSAF.

Les erreurs sur la température sont assez faibles (en dessous de 1 K) et relativement constants sur la verticale. Cela signifie que le poids de la température de l'ébauche est important : les profils de température seront donc en général moins impactés que les profils d'humidité par l'assimilation des mesures de températures de brillance, comme nous avons pu remarquer dans les études de sensibilité de la section 1. Ceci est un choix adapté : nous considérons peu d'incertitudes sur les profils de température d'ébauche. Par conséquent, la température ne nécessite pas d'être ajustée par le 1D-Var. Par ailleurs, la plupart des mesures de température de brillance assimilées dans le 1D-Var pour estimer la correction troposphérique humide sont indépendantes de la température (seul le canal à 53.6 GHz est sensible aux variations de températures, mais son poids à lui seul reste faible sur la température, voir la section 1.2.3).

En revanche, les erreurs sur l'humidité spécifique telles que décrites dans la figure 3.20(b) paraissent inadaptées à l'assimilation de mesures de températures de brillance à des fréquences majoritairement sensibles aux plus basses couches de l'atmosphère : l'erreur est minimale sur l'humidité spécifique des basses couches, pour des niveaux de pression au dessus de 850 hPa, tandis qu'elle augmente progressivement de 850 à 200 hPa. De ce fait, les profils d'humidité sont fortement contraints dans les très basses couches (en dessous de 1 km d'altitude), et ne sont que très peu, voire pas ajustés lors du processus de minimisation 1D-Var. Le poids des observa-

tions sur la verticale (maximal dans ces mêmes couches) est donc incohérent avec le poids de l'humidité de l'ébauche.

Un exemple de profil d'humidité restitué (en bleu) en assimilant les mesures de températures de brillance de l'AMR, et en conservant la matrice B définie par le NWPSAF, est illustré sur la figure 3.21(a). La référence, issue des analyses du modèle ECMWF, est montrée en rouge et le profil d'ébauche, issu des prévisions à 24h, en noir. Malgré le poids des observations à 23.8 GHz, l'humidité restituée est de moins en moins "tordue" par rapport à l'ébauche, plus on se rapproche de la surface. Elle est même confondue avec l'ébauche au niveau de pression le plus proche de la surface.

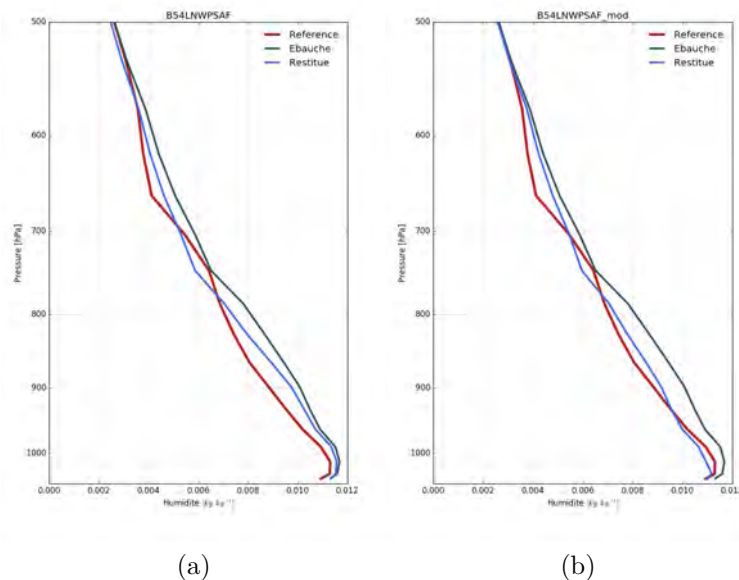


FIGURE 3.21 – Exemple de minimisation d'un profil d'humidité donné, en utilisant la matrice B de covariance d'erreurs d'ébauche fournie par le NWPSAF (matrice d'origine) (a), et modifiée selon la contribution de chaque couche à la correction troposphérique humide intégrée (b).

Les erreurs sur l'humidité nécessitent par conséquent d'être mieux adaptées à la restitution de la correction troposphérique humide, par l'assimilation de fréquences sensibles aux basses couches de l'atmosphère.

Dans le cadre du système opérationnel 4D-Var du modèle ECMWF, Rabier et al. (1998) développe une méthode d'estimation des covariances d'erreurs sur la température et d'autres paramètres de surface à partir de la méthode NMC⁵, et d'une méthode empirique, spécifique à l'estimation des erreurs sur l'humidité. La méthode NMC repose sur l'hypothèse suivante : les statistiques d'erreurs entre les prévisions à deux échéances données, valides le même jour au temps t, sont

5. *National Meteorological Center*

représentatives des erreurs d'ébauche. La méthode empirique permet quant à elle d'estimer simplement les écart-types d'erreurs sur l'humidité spécifique à partir de statistiques de différences entre des profils issus de radiosondages et des profils de prévisions du modèle.

Nous utilisons ainsi les statistiques des différences entre les prévisions à 24h et à 48h du modèle ECMWF, sur une année, afin d'estimer les covariances d'erreurs sur la température, l'humidité et les paramètres de surface inclus dans les variables de contrôle. L'avantage de cette méthode dans notre cas d'étude permet de contrôler les erreurs sur l'humidité, et de les adapter selon les conditions atmosphériques spécifiques dans lesquelles les observations sont assimilées. On représente par exemple dans la figure 3.22 la distribution verticale des variances d'erreurs sur l'humidité, calculées à partir de la méthode de Rabier et al. (1998) par bandes de latitude. On remarque un impact important de la région sur les variances d'erreurs sur l'humidité, avec une différence proche d'un facteur 2 entre les erreurs sur l'hémisphère Sud et autour de l'équateur.

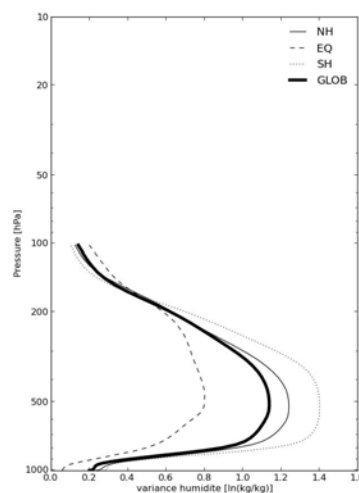


FIGURE 3.22 – Variances d'erreurs sur l'humidité, par bande de latitude ("NH" : de 30°N à 60°N; "SH" : de 30°S à 60°S; "EQ" : entre 30°N et 30°S; "GLOB" : statistiques globales), calculées selon la méthode NMC, décrite par Rabier et al. (1998)

Bien que les covariances d'erreurs sur l'humidité est non-nulle aux niveaux de pression proches de la surface, et reste maximale entre 500 hPa et 800 hPa, le problème de la diminution des variances d'erreurs sur l'humidité dans les basses couches atmosphériques persiste. Par ailleurs, l'estimation des covariances d'erreurs d'ébauche par le biais de la méthode "NMC" est principalement adaptée pour les systèmes d'assimilation 3D- et 4D-Var, et nécessite des hypothèses physiques et mathématiques fortes (prise en compte des corrélations horizontales sur les statistiques d'erreurs sur les différents paramètres atmosphériques, prise en compte de

l'interdépendance des statistiques d'erreurs sur le vent et la température). Enfin, elle reste spécifique à un modèle de PNT donné (ici, au modèle ECMWF) et implique le calcul de nouvelles covariances d'erreurs d'ébauche pour l'utilisation d'un autre modèle de PNT en ébauche du 1D-Var.

L'estimation des coefficients de la matrice B est donc une source d'erreurs supplémentaire dans le processus de minimisation du 1D-Var. Son application pour l'estimation de la correction troposphérique humide montre des incohérences dans les profils restitués, par rapport à une référence donnée. Ceci souligne la nécessité d'approfondir la méthode d'estimation de la matrice B , pour l'adapter au mieux à un processus de minimisation 1D-Var, à la fois en plein océan, mais aussi en régions côtières, dont les échelles de variabilité temporelle et spatiale de l'atmosphère sont très différentes.

Pour cela, on pourra s'inspirer notamment de l'étude de Hólm and Kral (2012). Ce dernier propose un algorithme d'estimation des covariances d'erreurs sur la température, l'humidité et d'autres paramètres de surface à partir des données du modèle ECMWF. Les covariances d'erreurs sont adaptées spécifiquement au processus d'assimilation 1D-Var et sont déterminées de manière régionale. Cette étude repose sur des hypothèses simplificatrices par rapport aux hypothèses nécessaires pour un système 3D- ou 4D-Var : la distribution Gaussienne des statistiques d'erreurs, et une réduction des corrélations d'erreurs entre les différents paramètres, l'absence de corrélation horizontale sur les statistiques d'erreurs, et l'absence de corrélations entre le vent et la température atmosphérique (essentielle pour la définition des erreurs dans le cas de systèmes 3D- ou 4D-Var).

Dans le cadre de cette thèse, nous faisons le choix de simplement adapter les erreurs sur l'humidité fournies par le NWPSAF, conjointement à l'outil 1D-Var. Pour cela, les variances d'erreurs sur l'humidité sont pondérées par la contribution de chaque niveau de pression à la correction troposphérique humide intégrée. La figure 3.23 illustre le poids respectif de chaque couche sur la correction troposphérique humide intégrée et montre une contribution maximale, proche de 10%, des niveaux de pression voisins de 950 hPa.

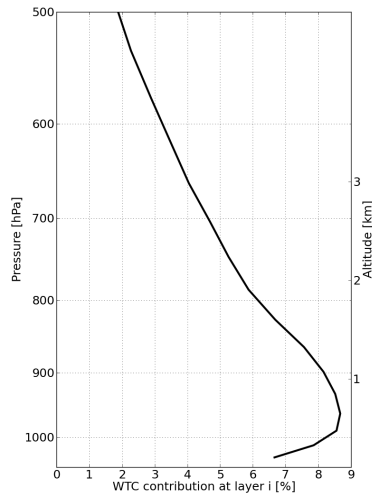


FIGURE 3.23 – Contribution de chaque couche atmosphérique à la correction troposphérique humide intégrée de la surface au sommet de l’atmosphère

En pondérant ainsi les variances d’erreurs par cette contribution, la contrainte sur les profils d’humidité est réduite dans les basses couches (essentiellement autour de 950 hPa) et augmentée dans les plus hautes couches de l’atmosphère, comme le montre la figure 3.24. Afin d’assurer une continuité des contraintes entre l’humidité au niveau de pression le plus proche de la surface et l’humidité de surface, l’écart-type d’erreur du dernier niveau de pression est artificiellement fixé à la même valeur que celui de l’humidité de surface, soit à 0.4 kg/kg.

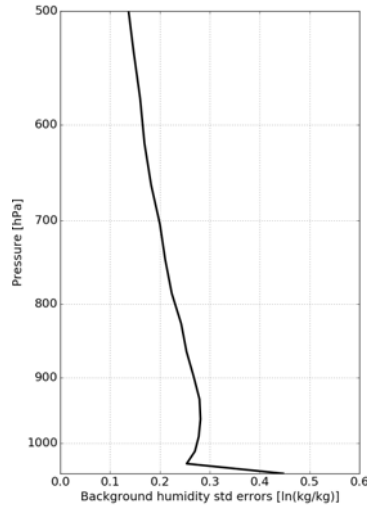


FIGURE 3.24 – Écarts-types d’erreurs sur les profils d’humidité de la surface à 500 hPa, obtenus après pondération des erreurs fournies par le NWPSAF, par la contribution de chaque niveau de pression à la correction troposphérique humide.

Ainsi, lors d’un cycle d’assimilation par le 1D-Var, les profils d’humidité sont alors ”tordus” selon les poids respectifs de chaque fréquence des observations. Nous pourrions nous référer à la figure 3.21(b) pour une illustration de l’impact sur un profil d’humidité spécifique restitué, de l’adaptation des variances d’erreurs sur l’humidité.

Les covariances d’erreurs sur les autres paramètres de surface tels que la température à 2m et la température de surface sont définies conformément à Deblonde and English (2003a).

L’analyse des paramètres en jeu dans le 1D-Var, et l’évaluation de leur impact sur les profils atmosphériques et la correction troposphérique humide restitués, permet ainsi d’appliquer l’approche variationnelle dans le contexte plus opérationnel d’une mission altimétrique. C’est ce qui fait l’objet de l’article présenté dans les sections suivantes de ce chapitre.

2 Résumé de l’article soumis dans *Journal of Atmospheric and Oceanic Technologies* (AMS)

L’article qui suit propose une analyse fine des bénéfices et limites de l’approche 1D-Var pour l’estimation de la correction troposphérique humide en plein océan, pour des conditions de ciel clair. Cette approche est testée dans le cadre des missions altimétriques en vol, ainsi que pour les missions futures incluant un radiomètre amélioré basses et hautes fréquences. Le bénéfice des mesures hautes fréquences est double : il permet, d’une part, l’accès à une résolution spatiale plus fine, tout

en apportant, d'autre part, une information complémentaire aux mesures basses fréquences sur l'atmosphère, à des niveaux d'altitude plus élevés, et sur la surface. C'est notamment le cas de la mission Jason-CS/Sentinel-6 prévue pour 2020, dont le radiomètre initial tri-fréquence, à l'image du radiomètre sur Jason-3, serait couplé à un radiomètre hautes fréquences.

Nous utilisons l'outil 1D-Var tabulé par le NWPSAF, décrit dans le chapitre 2. Des adaptations de la paramétrisation du 1D-Var ont cependant été nécessaires pour assimiler des fréquences sensibles à la surface et à la vapeur d'eau dans les basses couches de l'atmosphère, d'une part, ainsi que des hautes fréquences d'autre part, dont la contribution aux profils de température et d'humidité, ainsi qu'aux paramètres de surface, est variable spectralement.

A travers cette étude, les performances du 1D-Var sont évaluées en assimilant des "pseudo-observations". L'intérêt de cette méthode est la connaissance *a priori* de la solution. Elle permet également s'affranchir des erreurs dues aux incohérences entre modèle et mesures (dues à la présence de nuages "vus" par le radiomètre et non-représentés par le modèle, par exemple). Nous utilisons les profils atmosphériques et paramètres de surface issus du modèle global ECMWF. Les analyses aux cycles à 00h, 06h, 12h et 18h sont utilisées pour simuler les pseudo-mesures aux fréquences typiques de l'AMR sur Jason-2, ainsi qu'à des hautes fréquences, pertinentes du fait de leur sensibilité à la surface (à 50.3 GHz, 157 GHz et 89 GHz), à la température atmosphérique (53.6 GHz), et à l'eau liquide nuageuse (190 GHz). Les analyses ont donc le rôle de référence pour évaluer la cohérence physique du 1D-Var, ses performances et l'apport des hautes fréquences en termes de restitutions de la vapeur d'eau dans les basses couches de la troposphère et de la correction troposphérique humide estimée. Comme ébauche du 1D-Var, nous utilisons les prévisions à 24 h correspondantes.

Les résultats de l'assimilation des pseudo-observations montrent une amélioration nette de la correction troposphérique humide estimée à partir des restitutions par rapport à l'ébauche. L'EQM est réduit de 3 à 4% de la correction troposphérique humide de référence, essentiellement dans les basses latitudes. Des performances similaires sont obtenues dans les zones d'upwelling, caractérisées par une stratification verticale complexe des profils de température et d'humidité dans les premiers km de l'atmosphère. De par leur particularité atmosphérique, ces zones sont sous-représentées par les algorithmes d'inversion classiques, et la correction troposphérique humide estimée y est généralement plus incertaine.

L'assimilation des hautes fréquences, en plus des basses fréquences plus classiques contribue d'autant plus à une réduction de l'erreur sur la correction troposphérique humide estimée par rapport à la celle issue de l'ébauche, à la fois dans les faibles et les moyennes latitudes. Le contenu en information des hautes fréquences est ainsi pleinement exploité dans le 1D-Var, et ce essentiellement dans les zones d'incertitudes telles que les zones d'upwelling.

Dans le cadre de missions altimétriques en vol, les mesures réelles issues du radiomètre AMR sur Jason-2 sont également assimilées dans le 1D-Var et la correction troposphérique humide estimée est comparée aux produits de référence, issus des algorithmes classiques ou de données indépendantes de radio-occultation, fournies par le ROMSAF⁶. Dans ce contexte, les mesures sont assimilées sur une période de six mois de juin à novembre 2015, et l'ébauche est constituée des analyses ECMWF, afin d'avoir une estimation *a priori* de l'état de l'atmosphère la plus proche possible de l'état "vrai". Les comparaisons confirment le potentiel du 1D-Var pour estimer la correction troposphérique humide en plein océan et en conditions de ciel clair, avec des performances similaires aux algorithmes classiques. Bien que négligeables, les principales différences résident dans les zones où la méthode de filtrage des nuages est plus incertaine. Cet aspect confirme la nécessité d'étendre l'assimilation de mesures de températures de brillance sous des conditions nuageuses, en intégrant des paramètres nuageux pertinents aux variables de contrôle du 1D-Var et des contraintes adaptées sur l'eau liquide nuageuse de l'ébauche.

Bien que peu détaillé dans cet article, les mesures réelles basses et hautes fréquences d'un radiomètre nadir virtuel ont été assimilées dans le système 1D-Var pour estimer la correction troposphérique humide en plein océan, pour des conditions de ciel clair. Les mesures sont issues des radiomètres météorologiques AMSU-A/MHS sur la mission NOAA-18. Du fait de la géométrie particulière de telles mesures, un traitement préalable est nécessaire afin de construire des mesures typiques d'un radiomètre altimétrique au nadir. L'assimilation de ces mesures montre des résultats satisfaisants en termes de qualité des estimations : l'erreur sur la correction troposphérique humide restituée est globalement réduite par rapport à la correction troposphérique humide de l'ébauche. Les résultats sont donc prometteurs dans le cadre d'une future application du 1D-Var aux missions telles que Jason-CS/Sentinel-6. Néanmoins, l'impact de l'assimilation des hautes fréquences est négligeable et la correction troposphérique humide restituée ne bénéficie donc pas de l'apport d'informations des hautes fréquences. Les résultats restent ainsi préliminaires à ce stade, en raison de la nécessité d'une meilleure paramétrisation du poids des observations hautes fréquences par rapport aux basses fréquences.

3 *A 1D-Var Approach to Retrieve Wet Tropospheric Correction from Current and Future Altimetry Missions*

Laura Hermozo, Laurence Eymard, Fatima Karbou, Bruno Picard, Mickaël Pardé

Abstract Statistical methods are usually used to provide estimations of the Wet Tropospheric Correction (WTC), necessary to correct measurements for altimetric path delays, using brightness temperatures measured at two or three low frequencies from a passive microwave radiometer on

6. *Radio-Occultation Meteorology Satellite Application Facility*

board the altimeter mission. Despite their overall good accuracy, there is still a need to improve the methods currently used by taking into account some physical aspects of atmosphere and surface variations and by using observations at new frequencies. In this article we focus on the assimilation of relevant passive microwave observations to retrieve the WTC over ocean using different altimeter mission contexts (current and future, providing brightness temperature measurements at higher frequencies in addition to classical low frequencies). Data assimilation is performed using a one-dimensional variational (1D-Var) method. The behaviour of the 1D-Var is evaluated by verifying its physical consistency when using pseudo and real observations. Several observing system simulation experiments are run and their results are analyzed to evaluate global and regional WTC retrievals. Comparisons of 1D-Var based WTC retrieval and reference products from classical WTC retrieval algorithms or radio-occultation data are also performed to assess the 1D-Var performances.

3.1 Introduction

Altimeter satellite mission data are widely used to monitor sea level and are necessary for understanding the impact of climate change on mean sea level. Since altimeters measure the altitude of the satellite above the Earth surface, retrieving sea level from these measurements requires data processing including instrument/platform corrections, accurate orbit determination as well as accounting for atmospheric delay and surface effects.

Water vapor in the lower tropospheric layers is one of the main contributors to the atmospheric propagation delay, and is defined as the wet tropospheric correction (WTC). WTC is proportional to the total column water vapor; it ranges between 0 and 50 cm and is highly variable in time and space. Areas of strong evaporation are associated with rather large and variable WTC with associated uncertainties of about 1.0 mm yr^{-1} (Brown (2010); Ablain et al. (2012)). At the global scale, the long-term stability of WTC is assumed to be close to $+/-0.3 \text{ mm yr}^{-1}$ (Ablain et al. (2009); Obligis et al. (2010)).

WTC is generally derived from brightness temperature (TB) measurements from a nadir-viewing radiometer on board an altimeter mission at two or three dedicated frequencies, one of them being located around the 22.235 GHz water vapor absorption line. WTC retrieval algorithms are mostly based on empirical parametrizations making use of a database built with atmosphere state analysis from Numerical Weather Prediction (NWP) model, or with radiosondes and other ground measurements. In these approaches, radiative transfer model simulations provide TB estimates, to be related with the integrated WTC. Following this approach, a multi-linear regression algorithm was used by Keihm et al. (1995) to retrieve WTC, with 1.2 cm overall accuracy, using TOPEX/Poseidon Microwave Radiometer (TMR) measurements for several wind speed and cloud liquid conditions. A similar algorithm was applied by Eymard et al. (1996) to use the European Space Agency (ESA) European Remote

Sensing -1 (ERS-1) and -2 (ERS-2) missions' radiometer measurements for WTC estimates. Brown et al. (2004) also used a statistical approach to retrieve WTC from the Jason Microwave Radiometer (JMR). Obligis et al. (2006) used a neural network algorithm for the inversion of the Envisat microwave radiometer measurements to estimate WTC. Picard et al. (2015) used the same approach in the context of the SARAL/AltiKa mission.

These algorithms provide WTC estimates with a good accuracy over open seas. However, systematic errors may occur at regional scales, where atmospheric characteristics are not well represented in the learning database. These errors are propagated into the final sea level maps derived from altimeter data, leading to local biases. To address this issue, Obligis et al. (2009) used additional geophysical variables as inputs to the neural network algorithm (sea surface temperature and temperature lapse rate between surface and 800 hPa), leading to better regional performances of the retrieved WTC. Land contamination in coastal radiometer measurements is also a source of degradation of WTC retrievals, due to the large differences between land and sea TB measurements (land surface emissivity is almost 2-3 times greater than sea surface emissivity). Several methods were tested to address this specific issue. Most of them are based upon the use of TB corrections to account for the land signal within measurement footprint (Ruf and Giampaolo (1998); Bennartz (1999)); Desportes et al. (2007); Brown (2010)). Other methods to update and improve the WTC in the coastal areas were also developed combining TB measurements, atmospheric model variables and WTC derived from GNSS (Global Navigation Satellite System) data (Obligis et al. (2011)).

Although these methods show promising results and have a high potential to reduce estimated WTC errors over coastal areas or under various atmospheric conditions, they remain region/instrument dependent because they are dedicated to measurements from a given radiometer or because they are valid over specific regions. As an alternative, physically based methods could provide a global WTC retrieval method valid over various surfaces including oceanic and coastal areas, using observations from different sensors.

Previous studies have already shown the potential of variational methods such as one-dimensional variational approaches (1D-Var) to retrieve temperature, humidity and cloud vertical profiles. Over ocean, SSMIS measurements were assimilated under clear and cloudy non-precipitating conditions by Deblonde and English (2003b) to retrieve temperature and humidity profiles as well as liquid water content. Liu and Weng (2005) have shown the potential of assimilating different sets of observations from AMSU-A and -B instruments to retrieve and better constrain temperature, humidity, cloud, rain and ice water profiles. Hewison (2007) assimilated ground-based microwave observations as well as other IR and surface sensor measurements in a 1D-Var scheme to retrieve temperature, humidity and cloud profiles using a specific cloud classification scheme.

The 1D-Var approach was also found beneficial to estimate integrated and sur-

face parameters, derived from retrieved atmospheric profiles and surface parameters. To address the issue of uncertainties in the estimated WTC over coastal areas, Desportes et al. (2010) showed the feasibility of using a 1D-Var approach to retrieve WTC over coastal areas by assimilating pseudo-measurements, simulated from a radiative transfer model to fit Envisat radiometer characteristics. Boukabara et al. (2011) has also developed a ‘multi-surface’ 1D-Var based retrieval method. In the latter study, the authors perform the inversion of passive microwave observations from various instruments over ocean, land and sea ice surfaces and for all-sky conditions to estimate derived surface or integrated products from retrievals such as sea ice concentration, rainfall rate, cloud liquid water content among others. Note also the study conducted by Bennartz et al. (2017) to retrieve total column water vapor and WTC over ocean using measurements from the Microwave Radiometers (MWR) onboard the ERS-1 and -2 and the Envisat missions.

The latter studies demonstrate the potential of the 1D-Var approach as a relevant global method to retrieve WTC over different surface types. Nevertheless, improvements are still required to fully exploit the benefits of the 1D-Var capabilities. For instance, the antenna pattern of each observation is not taken into account in the background information, while it provides information on the atmospheric variability around each measurement. Even though the impact is relatively low on retrieved WTC over ocean, it can be significant over coastal areas, where atmospheric and surface variabilities are rather large. High frequency measurements at high frequencies (greater than 89 GHz) are associated with a relatively high horizontal resolution and with a sensitivity to atmospheric conditions and could be very useful to constrain WTC if assimilated in a 1D-Var approach. These issues should be addressed in the context of future altimeter missions, aiming to deliver a map of the topography at a higher temporal rate and smaller spatial scales, with reduced errors over various oceanic and heterogeneous surfaces.

In this study, the 1D-Var approach is used to retrieve WTC over global ocean, with a view to extend its use over coastal areas in the near future. Different experiments are performed over ocean to validate the 1D-Var method and to assess its performance in terms of retrieved humidity and estimated WTC. A main improvement of this study as compared to the previous ones is that the frequency-dependent measurement resolution is taken into account while being assimilated in the 1D-Var scheme. Thus, the contribution of each co-located model grid-cell within the measurement footprint is accounted for in the atmospheric and surface background information.

This paper is organized as follows : data and models are described in section 2). A first evaluation of the 1D-Var using simulated observations is presented in section 3). In section 4) we evaluate the performances of the 1D-Var using real data. Comparisons between retrieved and reference WTC estimations are performed. Conclusions are given in section 5).

3.2 Data and methods

3.2.1 Microwave radiometer datasets

In this study, we use measurements from the Advanced Microwave Radiometer (AMR) on-board the NASA/CNES Jason-2/Ocean Surface Topography Mission (OSTM). Dedicated to WTC estimations over ocean, the AMR provides measurements at three frequencies : 18.7 GHz, 23.8 GHz and 34 GHz. Measurements at 18.7 GHz channel are mainly sensitive to ocean surface variations due to wind. Located near the 22.235 GHz water vapor absorption band, the 23.8 GHz channel is sensitive to water vapor in the lower part of the atmosphere whereas the 34 GHz channel is the most sensitive to non-precipitating clouds. AMR measurements are performed with a 10-day cycle with a horizontal resolution ranging from 40 km to 20 km main beam 3-dB width, from the lowest to the highest frequency, respectively.

In addition to AMR, we used measurements from the Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU-A) and the Microwave Humidity Sounder (MHS) on-board the NOAA-18 mission. Both sensors are co-located cross-track sounders providing TB measurements at frequencies ranging from 23.8 to 89 GHz, and from 89 to 183.31+/-1 GHz for AMSU-A and MHS, respectively. AMSU-A sounding channels within the oxygen absorption lines (from 50 GHz to 60 GHz) are sensitive to air temperature at different heights. Sounding channels located near the 183 GHz water vapor absorption band are used to derive troposphere air humidity profiles. AMSU-A and MHS temperature and humidity sounding channels are assimilated in most NWP models (for instance, Bauer et al. (2002) in the operational ECMWF assimilation system, Karbou et al. (2010a), Karbou et al. (2010b) for assimilation at Météo-France). Window channels (sensitive to the surface) are also available from NOAA-18 AMSU-A and MHS instruments : at 23.8 and 31.4 GHz, 50 GHz, 89 GHz, and 157 GHz. Both instruments observe the Earth with a zenith angle varying from nadir to 58° with a mean resolution at nadir of 17 km for MHS and 48 km for AMSU-A.

Frequencies and horizontal resolutions from radiometers on board Jason-2 and NOAA-18 missions, used in this study, are given in Table 1.

TABLE 3.5 – AMSU-A/MHS and AMR channels and horizontal resolutions

Channel No	Frequency (GHz)	Resolution at nadir (3dB beam width) (km)
AMR		
1	18.7	40
2	23.8	20
3	34	20
AMSU-A		
1	23.8	48
2	31.4	48
3	50.3	48
4	53.6	48
MHS		
1	89	17
2	157	17
5	190	17

In addition to microwave observations, we use atmosphere and surface fields from analyses/forecasts from the European Center for Medium-range Weather Forecast (ECMWF) NWP model (ECMWF (2012)). We use fields of air temperature, and specific humidity profiles at 137 pressure levels with a grid resolution of 0.25° by 0.25° , as well as fields of 2m temperature, 2m dew point temperature, surface pressure, surface skin temperature and 2m zonal and meridional wind speeds. These fields were taken daily, at the four synoptic hours at 00h, 06h, 12h and 18h UTC, for the month June 2015.

3.2.2 The 1D-Var approach

In this study we use the stand-alone 1D-Var scheme provided by the EUMETSAT Numerical Weather Prediction Satellite Application Facility (NWPSAF), available at www.metoffice.gov.uk/research/interproj/nwpsaf (version 1.0). The 1D-Var system is based on linear optimal estimation to provide the best estimation of the atmosphere state vector x , which optimally combines observation vector y and a background state x_b coming from short range forecasts. An observation operator H is used to link the observation vector to the atmospheric state. H includes several interpolations from observation space to model space and radiative transfer simulations. We use the RTTOV (Radiative Transfer for the Television and Infrared Observation Satellite (TIROS) Operational Vertical sounder ; Eyre (1991) ; Saunders et al. (1999), Matricardi et al. (2004)) radiative transfer model (we used RTTOV version 11.2).

The best estimation of the atmosphere state is obtained by minimizing the cost function :

$$J(x) = \frac{1}{2}((x - x_b)^T B^{-1}(x - x_b)) + \frac{1}{2}((H(x) - y_o)^T R^{-1}(H(x) - y_o)) \quad (3.1)$$

R and B are the observation and background error covariance matrix, respectively. Subscript -1 indicates the matrix inverse and T its transpose.

The cost function from eq. 3.2 is solved iteratively using the Levenberg-Marquardt technique. More information on the mathematical method and the convergence criteria used in the 1D-Var minimization scheme can be found in Press et al. (1988).

The state variables of the 1D-Var are air temperature, specific humidity, surface pressure, surface humidity, 2 m temperature, skin temperature and zonal and meridional 10 m wind speeds.

WTC is then estimated from the retrieved temperature and humidity profiles using the following equation :

$$WTC = \frac{k}{g} \int_{surface}^{TOA} \frac{q(p)}{t(p)} . dp \quad (3.2)$$

where k is a constant depending on the physical characteristics of water vapor, g is the gravitational constant, p is the pressure and $q(p)$ and $t(p)$ are the specific humidity and temperature at a given pressure level p , respectively.

For an optimal assimilation, observation and background error covariance matrix should be appropriately defined. The background error covariance matrix is adapted from that of the NWPSAF 1D-Var package and is modified in order to constraint humidity in the upper levels of the atmosphere and relax constraints in the lower levels. More information on this modification can be found in the Appendix.

Observation errors are defined assuming no correlations between measurements at different frequencies. Observation errors for each considered channel have been estimated using one month of data by examining statistics of the difference between observations and simulations (noted TBdiff hereafter) following the method used in Deblonde (2001b). Values of the diagonal coefficients of the observation error covariance matrix are then inferred from standard deviations of TBdiff weighted by a factor α , between 0 and 1. Several values of α have been tested and the chosen observation errors are listed in Table 2 for each assimilated observation in the 1D-Var.

TABLE 3.6 – Observation minus guess TBs and observation error standard deviations (in K) for the different 1D-Var experiments (AMR measurements assimilation and assimilation of Virtual-Radiometer measurements). AMR and Virtual-Rad observation errors are used for the assimilation of ‘low frequency’ and ‘high frequency’ measurements, respectively

Channel frequency (GHz)	Observation error (STD, in K)
AMR	
18.7	6.4
23.8	11
34	8.2
V-Rad	
23.8	6.4
31.4	7.3
53.6	1.2
89	6.5
157	6.1
190	4.3

3.3 Evaluation of the 1D-Var retrievals using simulated data

Pseudo brightness temperature observations (Pseudo-TB, hereafter) are calculated using the radiative transfer model RTTOV fed by analyses from ECMWF (profiles of clear sky temperature and specific humidity, and surface parameters over open seas). Ocean surface emissivity is estimated by the FAST microwave Emissivity Model (FASTEM) version 5.0 using model surface skin temperature and wind (English and Hewison (1998), Deblonde and English (2000)). To simulate current operational instruments, simulations are computed over the AMR passes, during one month in June 2015. Two sets of instruments are simulated : a first one called the ‘low frequency’ configuration (noted LF hereafter) consists of simulating measurements at the AMR frequencies 18.7 GHz, 23.8 GHz and 34 GHz; and the second one called the ‘high frequency’ configuration (noted HF hereafter) for which measurements are simulated at 53.6 GHz, 89 GHz, 157 GHz and 190 GHz (AMSU-A/MHS like instruments). As stated earlier, 53.6 GHz is a temperature sounding channel; the other channels are sensitive to the surface and to the air moisture near the surface. 53.6 GHz and 190 GHz channels can also be used for cloud screening. A Gaussian noise is added to “pseudo-TB”.

These “pseudo-observations” are then assimilated in the 1D-Var scheme which is fed by 24h-forecasts from ECMWF (atmospheric profiles and surface parameters). The main advantage of this is that we know the target solution (the “true” state of the atmosphere and surface) which allows a global evaluation of the 1D-Var performances. In addition, such experiments allows the evaluation of the 1D-Var using two different instrumental configurations : a classical one and a new one making

use of high frequency channel assimilation in addition to classical low frequencies. One could then evaluate the potential added value of assimilating high frequency channels with regard to their sensitivity to the surface, tropospheric temperature and humidity and also with regard to their improved horizontal resolution. These tests are very useful in the context of future altimeter missions, such the Jason-CS mission expected in 2020.

3.3.1 Assimilation of ‘low frequency’ Pseudo-TBs

LF pseudo-measurements are first assimilated in the 1D-Var scheme. Figure 5.1 (a) shows the distribution of the ‘observed’ minus first guess TB difference ($TB_{\text{obs}} - TB_{\text{guess}}$) at each frequency from the LF configuration for all 1D-Var runs during June 2015. As expected, TB differences at each frequency show typical zero-mean Gaussian distributions. Standard deviation of $TB_{\text{obs}} - TB_{\text{guess}}$ is higher at 23.8 GHz than at the other low frequencies, as water vapor is more variable in time and space, increasing inconsistencies between measurements and simulations.

As the ‘target truth’ is known (analyses), we compute WTC background (derived from ECMWF 24-hour forecasts) and retrieved WTC root mean square errors (RMSE) with respect to the reference (derived from ECMWF analysis), named $RMSE_{\text{Back}}$ and $RMSE_{\text{Ret}}$, respectively. This comparison allows one to evaluate the performance of the 1D-Var scheme : regarding the initial background, any improvement obtained with the 1D-Var retrievals is shown by an RMSE reduction between background and retrieved values. Figure 5.2 shows a map of WTC $RMSE_{\text{Ret}}$ minus WTC $RMSE_{\text{Back}}$ values, normalized by the reference WTC, computed within 4° longitude \times 4° latitude boxes within June 2015. Some regional statistics of the 1D-Var are also examined over four specific regions, described hereafter :

- the Pacific warm pool area (PWP-area), located between the Australian and South American coasts and characterized by high surface temperatures greater than 300 K, in average over the period of study ;
- the dry area in the high latitude bands, mainly located in the Southern hemisphere (HL-area), where maximum surface humidity reaches 0.005 kg/kg ;
- two upwelling regions located off the Horn of Africa (HA-area) and along the West Californian coast (WC-area), characterized by unstable vertical stratification of specific humidity and temperature (significant decrease in humidity and temperature inversion around 850 hPa, due to high winds blowing in a parallel direction to the coast).

These areas are selected according to maximum values of the temperature lapse rate between surface and 850 hPa.

Locations of study areas are plotted in figure 5.3. Figure 5.4 shows profiles of specific humidity $RMSE_{\text{Back}}$ (dashed lines) and $RMSE_{\text{Ret}}$ (continuous line), computed over the same time period and over each of the four selected areas.

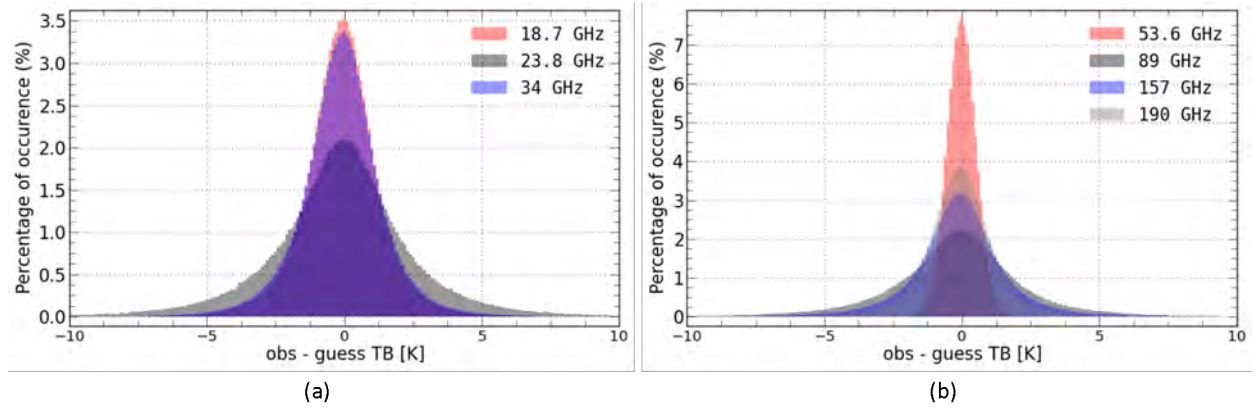


FIGURE 3.25 – Observed minus first guess TB distributions computed over open ocean for all 1D-Var runs in June 2015, at frequencies from the LF configuration (18.7 GHz, 23.8 GHz and 34 GHz) (panel a) and at frequencies from the LF+HF configuration (53.6 GHz, 89 GHz, 157 GHz and 190 GHz) (panel b)

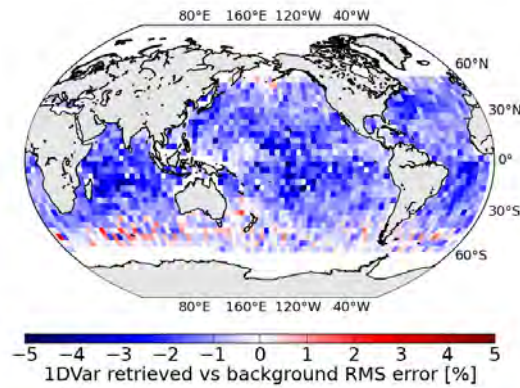


FIGURE 3.26 – Normalized RMSE differences between 1D-Var ‘low frequency’ assimilated WTC and background WTC, with respect to reference. Root mean square error is computed for 4°by 4°of longitude and latitude boxes, over June 2015

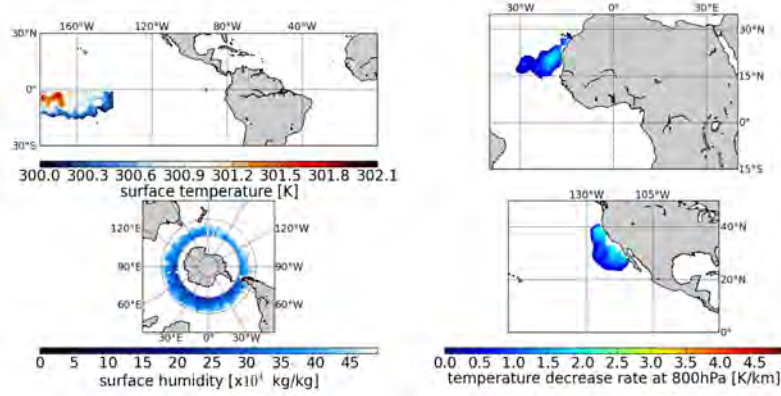


FIGURE 3.27 – Location of the four areas of study chosen according to different geophysical parameters averaged over June 2015 : the PWP-area driven by high surface temperatures (upper left panel), the HL-area characterized by surface humidity lower than 0.005 kg/kg (lower left panel) and the two HA-area and WC-area upwelling regions characterized by positive temperature decrease rate values (upper and lower right panels, respectively)

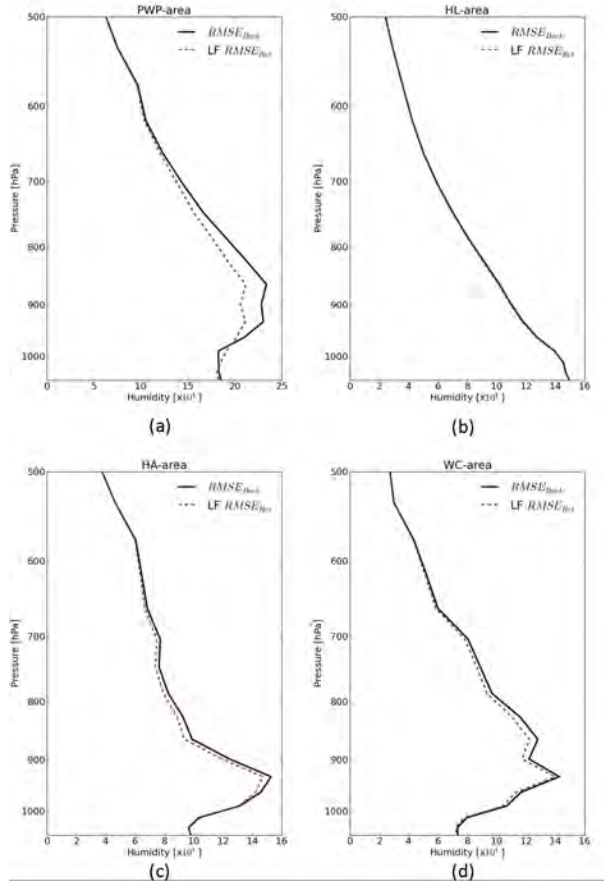


FIGURE 3.28 – Location of the four areas of study chosen according to different geophysical parameters averaged over June 2015 : the PWP-area driven by high surface temperatures (upper left panel), the HL-area characterized by surface humidity lower than 0.005 kg/kg (lower left panel) and the two HA-area and WC-area upwelling regions characterized by positive temperature decrease rate values (upper and lower right panels, respectively)

Figure 5.2 shows that the main improvements of the 1D-Var retrieved WTC are located in the mid-latitude band, where WTC is maximum. In particular, the assimilation of LF in the 1D-Var scheme shows an error reduction of 3-4% of the WTC reference in the PWP-area. This is mainly due to the highest contribution of the 23.8 GHz pseudo-measurements in the observation vector. In this area, background WTC is over-estimated with respect to reference (not shown here), which is a consequence of over-estimated first-guess TBs with respect to Pseudo-TBs at 23.8 GHz in the same area (as the 23.8 GHz channel is the most sensitive to water vapor in the lower layers of the atmosphere, the effect of high humidity increases simulated TB at 23.8 GHz). The inversion of dry Pseudo-TBs at 23.8 GHz generates lower retrieved water vapor than background, resulting in retrieved WTC closer to reference. Note that the assimilation of pseudo-measurements at the two 18.7 and 34 GHz channels results in a much lower retrieved WTC error reduction, not exceeding 0.8% of reference WTC, as their sensitivity to water vapor is lower. Regarding retrieved profiles of specific humidity in the same area, improvements are signifi-

cant around the 850-950 hPa pressure levels, where 1D-Var retrieved errors with respect to reference are reduced by more than 10% of background errors (see figure 5.4a) These levels are the main contributors to integrated WTC from surface to the top of atmosphere, reaching 8% of the total integrated WTC (not shown). Other high surface temperature areas show similar results : in the Indian Ocean and in the Southern Atlantic Ocean. The 1D-Var retrieved WTC error is also reduced in comparison to background WTC error over the HA-area and WC-area upwelling regions. The impact of the assimilation of LF measurements is however lower than over the PWP-area. This is confirmed by figure 5.4 (c) and (d), where 1D-Var retrieved humidity RMSE reaches lower values than background RMSE in the 950 to 600 hPa layers only and no effect of the 1D-Var is noticed closer to surface. Note that the 950 hPa limit corresponds to the temperature inversion and humidity decrease point, as seen in figure 5.5. The latter illustrates the complex vertical stratification of temperature and specific humidity in both WC-area and HA-area upwelling areas. Profiles are averaged over June 2015 over both areas (dashed lines) and compared to those averaged over global ocean (continuous line).

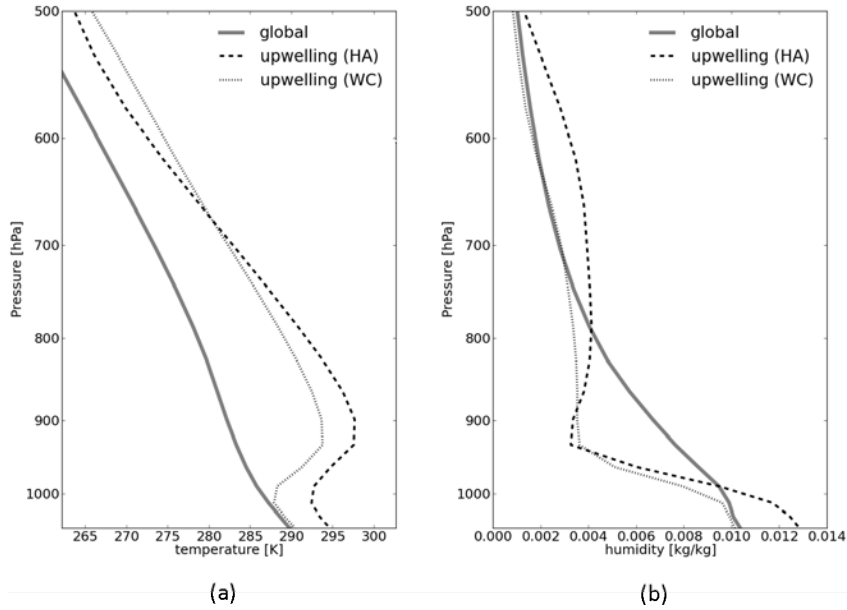


FIGURE 3.29 – Profiles of (a) temperature and (b) specific humidity averaged over WC (dotted lines) and HA (dashed lines) upwelling areas during June 2015. Profiles are compared to mean temperature and specific humidity profiles averaged over global ocean (grey continuous line) during June 2015

Over dry areas such as in the HL-area, the impact of the assimilation of LF artificial measurements on retrieved humidity and estimated WTC is weak. Figure 5.4 (b) shows very similar profiles of background and retrieved specific humidity errors, which results in a weak reduction of WTC RMSE_{Ret} compared to $\text{RMSE}_{\text{Back}}$. These error statistics include some small local degradations of the 1D-Var retrievals

with respect to reference, with retrieved minus background WTC RMSE difference between 0 and +1% of reference WTC (see figure 5.2). In these localized regions, background (derived from ECMWF 24 hour forecasts) minus reference (derived from ECMWF analysis), WTC difference is high, with an over-estimated background WTC of more than 1cm regarding reference WTC.

3.3.2 Assimilation of high frequency measurements

To evaluate the potential of high frequencies in the 1D-Var, Pseudo-TBs at 53.6 GHz, 89 GHz, 157 GHz and 190 GHz are assimilated in the 1D-Var in addition to the ‘classical’ low frequencies at 18.7 GHz, 23.8 GHz and 34 GHz. Similarly to the assimilation of the LF pseudo-measurements, the observed minus first guess TB distribution at each assimilated high frequency is shown in figure 5.1 (b) for all 1D-Var runs in June 2015. Note that $TB_{\text{obs}} - TB_{\text{guess}}$ differences at 53.6 GHz show the lowest standard deviation. The overall statistics for the other channels are rather satisfactory.

Performance of the 1D-Var assimilating this new set of frequencies (named LF+HF hereafter) is analyzed during June 2015 and compared to the performance of the 1D-Var retrievals obtained by assimilating LF pseudo-measurements. The LF+HF retrieved minus background RMSE difference (not shown here) shows similar patterns to those of figure 5.2, but with higher intensity in the negative values. Thus, high frequencies contribute to reducing even more the retrieved WTC errors regarding the background, with maximum WTC RMSE reduction between background and retrievals reaching 5% of reference WTC. To quantify the improvement with respect to LF retrieved WTC performance, figure 5.6 shows the WTC RMSE_{Ret} difference between the LF+HF configuration and the LF configuration, computed over June 2015. An improvement of LF+HF retrieved WTC regarding LF retrieved WTC is shown by negative values (in blue). Conversely, positive values (in red) mean a degradation of LF+HF retrieved WTC regarding LF retrieved WTC. The main impact of high frequencies in the 1D-Var scheme on retrieved WTC is located in the medium latitude bands. A study of the separate contribution of each high frequency on retrieved WTC shows that the contribution of both the 89 and the 157 GHz channels in the observation vector is predominant in these areas. This results in a larger WTC error reduction in the WC-area and HA-area upwelling regions as well as in the PWP-area, by almost 2% of reference WTC, regarding LF WTC RMS error. Similar features are seen in the South Atlantic and South Indian Oceans. According to integrated cloud liquid water content and zonal and meridional wind speed fields from ECMWF analysis, these regions are mainly related to clear sky conditions and medium to low wind speeds in June 2015. In such areas, where sources of model/measurements inconsistencies are reduced, the extra surface information brought by the 89 and 157 GHz channels contributes to retrieving drier WTC than background, and than LF retrieved WTC, thus closer to reference WTC.

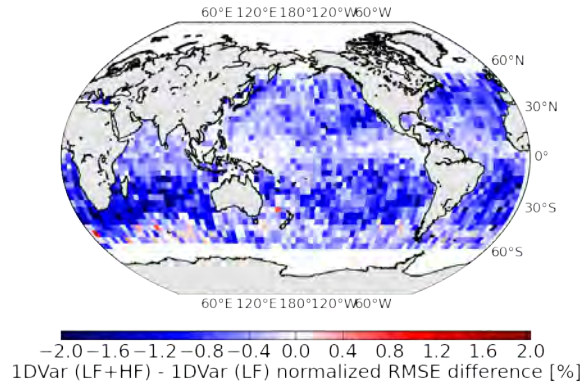


FIGURE 3.30 – 1D-Var retrieved WTC normalized RMSE difference between the assimilation of LF+HF and of LF artificial measurements. Statistics are averaged in 4° latitude by 4° longitude boxes, over a one-month period in June 2015

Pseudo-TBs at 190 GHz also contribute to reduce retrieved WTC RMSE regarding LF retrieved WTC RMSE, but at a smaller scale (the error reduction does not exceed 0.5% of reference WTC). Nevertheless, as it is the most sensitive channel to cloud liquid water droplets, this channel is an accurate proxy for cloud screening. In addition to this characteristic, the assimilation of 190 GHz measurements could provide an additional constraint to retrieve cloud liquid water, as part of further plans for the use of the 1D-Var .

Finally, the impact of the 53.6 GHz channel pseudo-measurements in the 1D-Var scheme on retrieved WTC is low : it shows neither an increased nor a decreased retrieved WTC RMSE regarding LF retrieved WTC RMSE. This can be explained as the 53.6 GHz channel is highly sensitive to temperature variations in higher pressure levels (levels which contribute less to total integrated WTC), while background (from 24-hour forecasts) and reference (from analysis) temperature profiles show weak differences. In addition, profiles of temperature are highly constrained in the 1D-Var, as background temperature errors (standard deviation errors) do not exceed 1 K from surface to the other levels of the atmosphere.

Figure 5.7 shows profiles of $RMSE_{Ret}$ (dashed lines) and $RMSE_{Back}$ (continuous lines) on specific humidity, computed over the four areas of study ((a) PWP-area, (b) HL-area, (c) WC-area and (d) HA-area) during June 2015. The contribution of high frequency pseudo-measurements in the assimilation scheme on retrieved WTC is highlighted by an error reduction in profiles of retrieved specific humidity in the PWP-area and over the WC-area and HA-area upwelling regions. The main improvement is shown between the 800 and 950 hPa pressure levels, levels contributing the most to total integrated WTC. As expected, a very weak error reduction in profiles of specific humidity is shown in the HL-area, where surface humidity does not exceed 0.005 kg/kg, even when assimilating the HF artificial measurements in addition to the LF configuration. According to figure 5.6, high frequencies contribute to reduce the retrieved WTC error of under 0.5% more than LF retrieved WTC error.

In such areas, this improvement is negligible regarding the weak WTC values in our reference dataset.

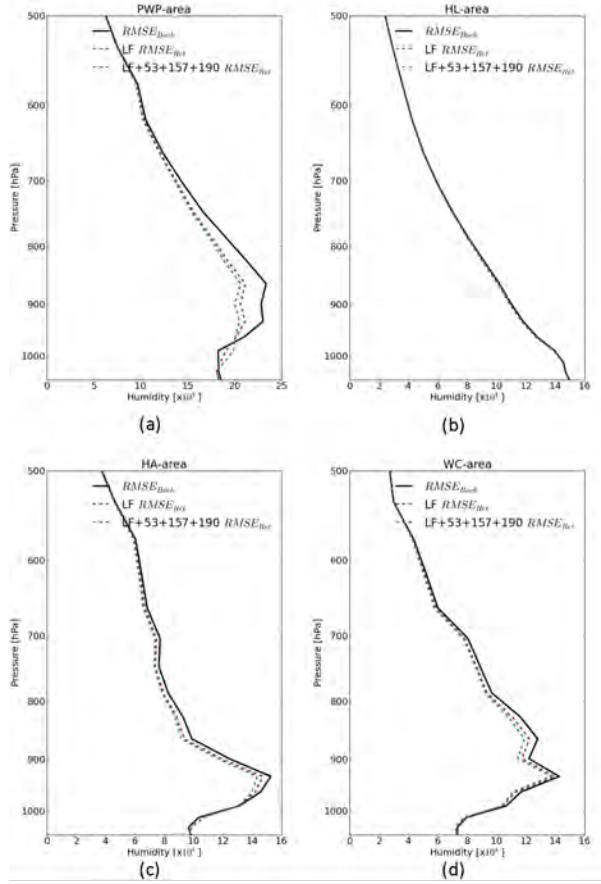


FIGURE 3.31 – (a) 1D-Var retrieved (dashed lines) and background (continuous line) RMS error on specific humidity, computed over the Pacific Warm Pool area (PWP-area) (a), dry areas in the high latitude bands (HL-area) (b), over the African (c) and Californian (d) upwelling areas (d) (HA-area and WC-area, respectively). Red dashed lines show the results from the assimilation of LF pseudo-measurements and cyan dashed lines show results from the assimilation of LF+53+157+190 pseudo-measurements. Statistics are computed over June 2015

3.4 Impact of real observations on retrieved WTC

Inversion of AMR (Jason-2) measurements

In the previous section, we have shown the impact of the assimilation of simulated measurements using the 1D-Var scheme on retrieved WTC, with a set of experiments using low frequency or high frequency microwave observations. In this section, the impact of the 1D-Var on WTC when assimilating real observations is evaluated over open seas and under clear sky conditions.

Clear sky AMR measurements are assimilated over ocean four times daily at 00h,

06h, 12h and 18h UTC over a six-month time period, from June to November 2015. To feed the 1D-Var, background fields were taken from ECMWF analyses to use the best estimate of the atmosphere/surface state. To avoid any land contamination in the assimilated measurements, oceanic measurements are selected when they are located at least 50 km away from the coast.

Cloudy situations are screened out using the model background and observations. Concerning the model, profiles of cloud liquid water with non-zero values are taken to screen out cloudy scenes. In addition, we also used liquid water path product, available from the Geophysical Data Record (GDR) products (see Keihm et al. (1995) for more information on the liquid water path estimation algorithm). Only measurements for which liquid water path is zero are used.

Finally, to avoid remaining inconsistencies between measured and simulated TBs, measurements are rejected if the observed minus first guess TB difference is greater than two times the measured minus simulated data standard deviation computed a month prior to the assimilation period. These a priori statistics also allows deriving mean values for each channel to bias correct RTTOV simulations. The obtained observed minus first guess TB difference at each frequency shows a 0-mean Gaussian distribution, as illustrated in figure 5.8 at 18.7 (a), 23.8 (b) and 34 GHz (c).

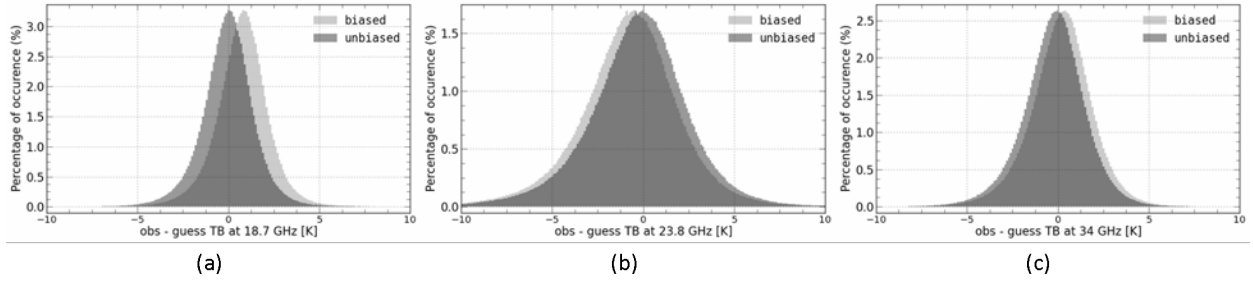


FIGURE 3.32 – AMR observed minus first guess TB difference at 18.7 (a), 23.8 (b) and 34 GHz (c) without bias correction (light grey) and with bias correction (dark grey), computed over the six-month time period from June to November 2015

Retrieved WTC, noted as WTC_{1DVAR} hereafter, is compared to WTC estimated from the operational log-linear algorithm, available from the Geophysical Data Record (GDR) products, named WTC_{AMR} .

Figure 5.9 shows the scatter plot of WTC_{AMR} versus WTC_{1DVAR} , computed over open ocean from June to November 2015. One can note the overall good consistency between WTC estimated from the operational AMR WTC retrieval algorithm and 1D-Var retrieved WTC, with a mean difference lower than 0.5 cm and a standard deviation lower than 2 cm over global ocean. As current WTC retrieval algorithms are known to have good performance over clear-sky global ocean, WTC_{AMR} shows rather low uncertainty (Brown et al. (2004)). Thus, this plot underlines the ability of the 1D-Var to be at least as good as current algorithms performance in global oceanic clear-sky conditions. However, the figure 5.9 shows more scattered values for less than 5% of the number of global observations, for WTC_{AMR} values ranging

between 0 cm and 30 cm.

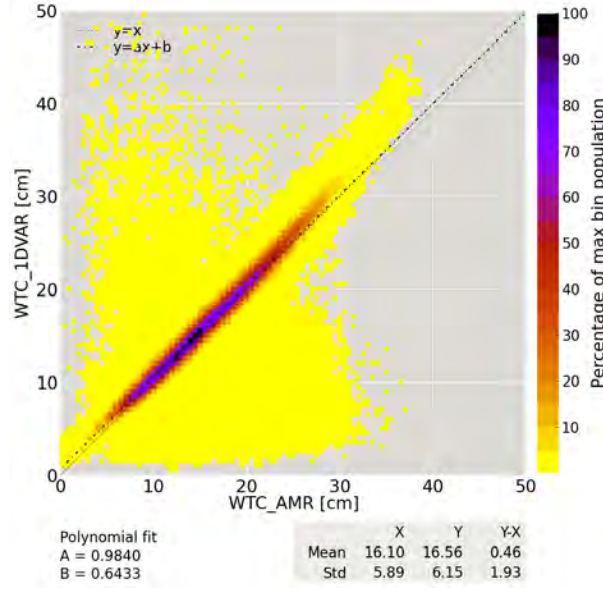


FIGURE 3.33 – Dispersion of AMR WTC estimated from current algorithms (WTC_{AMR}) vs 1D-Var retrieved WTC (WTC_{1DVAR}) obtained by assimilating clear-sky AMR measurements over ocean. Statistics are computed over a six-month period of study from June to November 2015

To further evaluate the impact of the inversion of AMR measurements on retrieved WTC, WTC_{1DVAR} is also compared with independent data over the period of study. The latter is derived from radio-occultation measurements provided by the Radio-Occultation Meteorology Satellite Application Facility (ROM SAF), named WTC_{RO} hereafter. Co-located WTC_{RO} data are selected if they are located within 100 km and 1 h of the AMR assimilated measurements, to ensure both time and spatial consistency. Figure 5.10 (a) and (b) show the scatter plots of WTC_{RO} versus WTC_{1DVAR} and versus WTC_{AMR} , respectively. Despite the small number of co-locations over the period of study, figure 5.10 (a) illustrates the good agreement between 1D-Var retrieved and radio-occultation WTC. A higher dispersion of WTC_{1DVAR} values with respect to WTC_{RO} is noticed for less than 5% of the total number of observations. One can notice the slightly more linear relationship between WTC_{1DVAR} and WTC_{RO} compared to WTC_{AMR} in figure 5.10 (b), as shown by the polynomial fit (dash-dotted line) on both plots. This is due to lower WTC_{AMR} than WTC_{RO} , and closer WTC_{1DVAR} to WTC_{RO} , for values of WTC_{RO} ranging between 25 cm and 35 cm. Note that figure 5.9 shows the same trend for high values of WTC : WTC_{AMR} is dryer than WTC_{1DVAR} for values ranging between 25 and 35 cm.

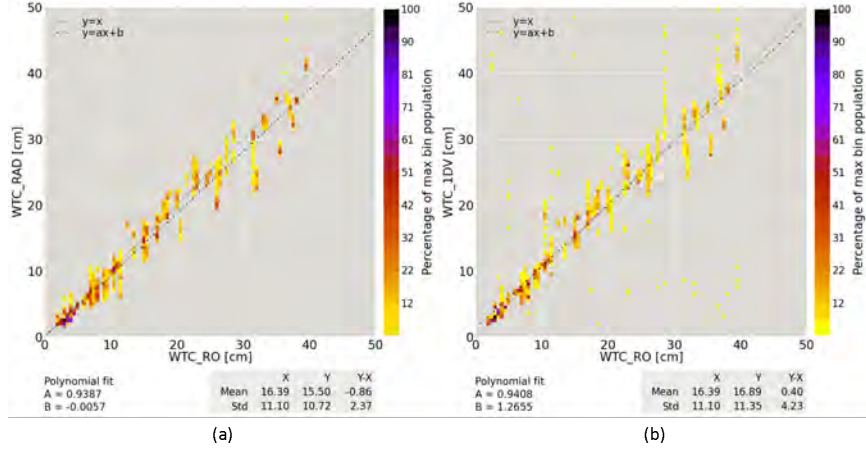


FIGURE 3.34 – Dispersion of WTC estimated from co-located radio-occultation (WTC_{RO}) versus 1D-Var retrieved WTC (WTC_{1DVAR}) obtained by assimilating all-sky AMR measurements over ocean (a) ; and versus WTC estimated from the current operational algorithm for Jason-2 mission (WTC_{AMR}). Statistics are computed over a six-month period of study from June to November 2015

Mean difference of retrieved minus background WTC (WTC_{1DVAR} - WTC_{BACK}) is computed as well as mean difference of retrieved minus AMR-derived WTC (WTC_{1DVAR} - WTC_{AMR}) and are both illustrated in figure 5.11 (a and b, respectively). It shows the gridded average of the differences over the same six-month period of study in 2°longitude by 2°latitude boxes, which ensure a sufficient number of observations in each bin. As seen in figure 5.12, the number of clear-sky observations in each grid cell mainly exceeds 100 per bin. However, due to the clear-sky filtering, this number decreases when moving towards high latitudes and close to the ITCZ. This also explains the need of a relatively long period to evaluate the impact of the 1D-Var on retrieved WTC for Jason-2 altimeter mission.

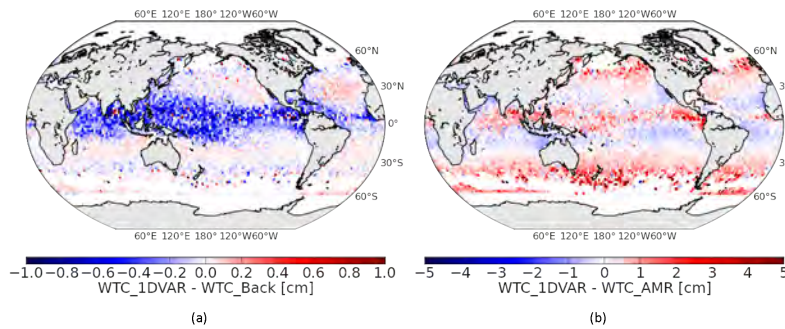


FIGURE 3.35 – 1D-Var retrieved minus background (left panel) and retrieved minus AMR WTC estimated from the operational algorithm (right panel) averaged in 2° by 2° grid cells over six months from June to November 2015

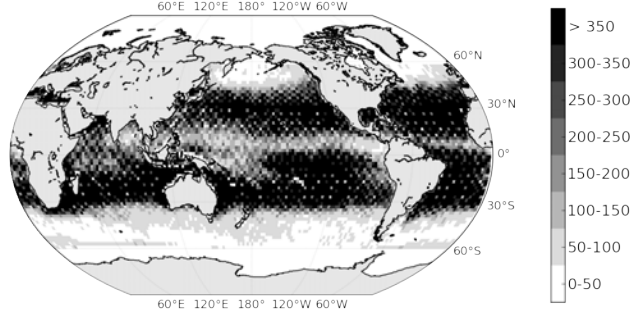


FIGURE 3.36 – Number of AMR clear-sky observations assimilated in the 1D-var scheme, in each 2° by 2° grid cell, from June to November 2015

One can notice the dryer WTC_{AMR} than WTC_{IDVAR} around the ITCZ (where WTC_{AMR} exceeds 30 cm) and in the high latitude bands, with differences ranging from 1 cm to 2 cm, respectively figure (5.11 (b)). Note that the higher differences in the Southern hemisphere, located around the 60°S latitude band, correspond to sea ice occurrence during the winter period (from June to September). Localized minimum differences in both the ITCZ and the high latitude bands above 60°N and 60°S should be interpreted with care as they are located in regions where valid clear-sky observations are scarce (under 50 observations in each grid cell, see figure 5.12).

Figure 5.11 (a) shows clear impact of the 1D-Var on background WTC in low and mid-latitude bands, with retrieved WTC dryer than background of about 0.5 to 1 cm. As seen in figure 5.11 (b), this results in low differences between retrieved and radiometer WTC in the same areas. This is the case in the PWP-area (see section 3) and figure 5.3), characterized by maximum sea surface temperature and high WTC temporal variability within a year (not shown here).

Even though fewer observations are assimilated in the ITCZ, one can notice the over-estimated WTC_{IDVAR} with respect to WTC_{AMR} , ranging from 1 cm to 2 cm. This is mainly a result of higher observed minus first guess TB differences at 23.8 GHz (the most sensitive channel to water vapor), followed by the 34 GHz channel. In this region, first guess TBs are over-estimated by 3 K to 4 K with respect to measurements at 23.8 GHz, resulting from a wetter background atmosphere than radiometer measurements. This gap makes the 1D-Var minimization process difficult and retrieved WTC remain wetter than WTC_{AMR} .

Figure 5.11 (b) shows that the high latitude band is characterized by an overestimation of retrieved WTC with respect to WTC_{AMR} . This overestimation cannot be seen in figure 5.11 (a) because the impact of the inversion of AMR measurements on background WTC in the high latitude band is very weak. This confirms that overestimated WTC_{IDVAR} with respect to WTC_{AMR} in the high latitude band is mainly due to the already existing differences between radiometer and background WTC. Part of these model background / observations inconsistencies can be explained by the time gap between both datasets, which can be as large as 3 hours from the model background (provided four times daily at 00h, 06h, 12h and 18h) in a highly

variable atmosphere characterizing the high latitude bands.

Even though current WTC retrieval algorithms are globally robust over ocean, they generally show higher uncertainties in areas where atmospheric conditions strongly differ from the “standard” ones, such as in upwelling areas characterized by complex vertical stratification of temperature and humidity profiles. To evaluate the contribution of the 1D-Var approach regarding the operational AMR WTC retrieval algorithm, a regional study is applied over the HA and WC upwelling areas, described in section 3). Figure 5.13 shows the distribution of retrieved humidity mean quadratic error with respect to background (named $\text{MQE}_{1\text{DVAR}}$ hereafter) anomaly in both upwelling areas (where surface-to-800 hPa temperature lapse rate is maximum). Here, the anomaly is defined as the ratio between $\text{MQE}_{1\text{DVAR}}$ at a given grid cell and mean $\text{MQE}_{1\text{DVAR}}$, averaged over ocean from June to November 2015. The scale varies between 0 and 2; 0 meaning that $\text{MQE}_{1\text{DVAR}}$ is negligible, 1 that $\text{MQE}_{1\text{DVAR}}$ is similar to mean $\text{MQE}_{1\text{DVAR}}$, and 2 that $\text{MQE}_{1\text{DVAR}}$ is doubled regarding mean $\text{MQE}_{1\text{DVAR}}$. Figure 5.13 (a) and (b) show that the impact of the inversion of AMR measurements in the 1D-Var scheme on humidity in both upwelling areas is weak, with mean $\text{MQE}_{1\text{DVAR}}$ anomaly around 0.7 and 0.8 in HA and WC areas respectively : $\text{MQE}_{1\text{DVAR}}$ remains lower than global mean $\text{MQE}_{1\text{DVAR}}$. Thus, retrieved humidity profiles remain close to background over both areas. This results in a higher retrieved WTC of only 0.2 cm regarding background and confirms that the systematic under-estimated $\text{WTC}_{1\text{DVAR}}$ with respect to WTC_{AMR} of around 1cm, as shown in figure 5.13 (c) and (d), is mainly due to pre-existing differences between background WTC and AMR estimated WTC.

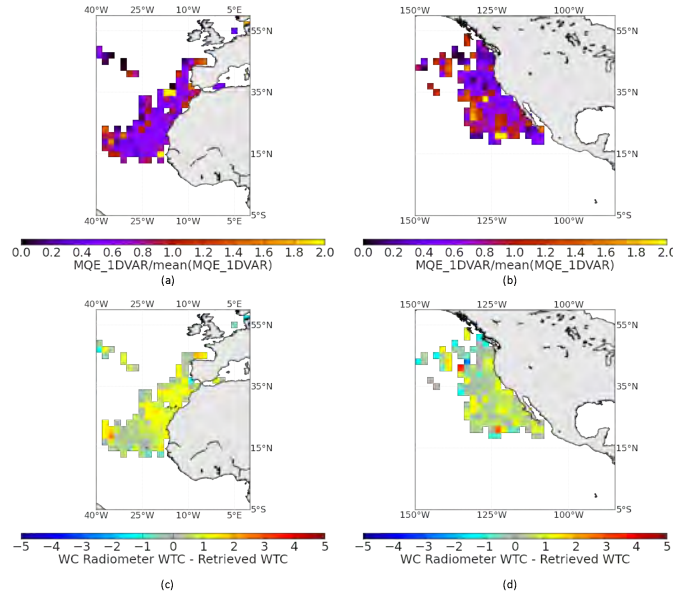


FIGURE 3.37 – Retrieved humidity mean quadratic error with respect to background anomaly (upper panels) over HA (a) and WC (b) upwelling areas, selected according to maximum values of surface-to-800 hPa temperature lapse rate, and computed from June to November 2015 in 2° by 2° grid cells. AMR minus retrieved WTC differences (lower panels) are computed in the same HA (c) and WC (d) areas

3.5 Discussions and conclusions

The aim of this study is to explore the potential benefits and limits of a one-dimensional variational method to retrieve clear-sky WTC over global ocean. We develop our assimilation method using a stand-alone 1D-Var tool available from the NWPSAF and we adapt it to allow the assimilation of passive microwave observations sensitive to the air humidity in the low atmosphere levels and to surface properties. The 1D-Var gives as outputs analyzed profiles of temperature and humidity which are then used to calculate WTC. To evaluate the 1D-Var tool, impact studies have been performed using simulated measurements. Several configurations of “Pseudo-Observations” were tested : a ‘classical’ low frequency configuration similar to operational altimeter missions ; and a low/high frequency configuration not yet used in the context of altimeter missions but very useful to prepare future altimeter missions, such as Jason-CS mission expected in 2020.

The 1D-Var impact studies using “pseudo-measurements” show that this approach allows the retrieval of WTC of improved quality with regard to the background. Root Mean Square Errors of WTC are reduced with the assimilation of observations (with respect to the target WTC). When assimilating ‘classical’ low frequency observations, the mean impact on WTC is located in areas of high WTC in the low latitude band, with a 3-4% error reduction between background and retrieved WTC. Improvements are also highlighted in upwelling areas, characterized by complex vertical stratification in the temperature and humidity profiles. Note that current statistical WTC estimation algorithms show large uncertainties in these regions. The impact of assimilating low and high frequency channels on retrieved WTC is larger on average than that of low frequencies. The effect of their assimilation is extended to the low and mid-latitude bands, where WTC error is reduced of 5% between background and analyses. The 89 GHz and 157 GHz frequency channels show the highest contribution to this error reduction. This shows the benefit of the information content of such channels, sensitive to surface and low layers of the atmosphere. The contribution of the 190 GHz channels seems weaker, but this channels could be very useful for cloud screening.

We also evaluate the performances of the 1D-Var using real observations from the AMR radiometer on board Jason-2. The assimilation of these measurements (at low frequencies) results in an overall good agreement between retrieved and reference WTC (taken from the operational AMR WTC retrieval algorithm, available from the GDR products). Analyzed WTC were also compared with estimates from independent data derived from radio-occultation data. The comparison is in favor of the 1D-Var analyzed WTC. The assimilation of low and high frequency channels seems to be very promising but should be conducted with care. We looked at the potential use of the 1D-Var to retrieve WTC from real “low+high” frequency measurements (results not shown in this paper). Measurements were obtained from the AMSU-A and MHS onboard NOAA-18 and interpolated at nadir to simulate the altimeter-coupled radiometer measurements. The assimilation of these observations shows satisfactory results concerning the quality of analyzed WTC. The latter was found in good agreement with analyzed WTC when assimilating low frequency chan-

nels. This means that we do not degrade the assimilation but that we still have to improve the assimilation of high frequency channels to use the information content of these observations : among others, there is a need to better define observation errors, and to better screen for clouds.

The studies described above were conducted under clear sky conditions. They underline the need to improve the assimilation of radiometer measurements from current altimeter missions under cloudy conditions. This requires accounting for some micro-physical variables of clouds in the control variable of the 1D-Var, similarly to the study of Martinet et al. (2013).

Appendix

Humidity error definition

Background errors provided by the NWPSAF 1D-Var package over 54 fixed pressure levels are usually designed for temperature and humidity retrievals by assimilating sounding channels, peaking in the mid and high troposphere. Thus, higher humidity errors are set in the higher tropospheric layers and decrease when approaching the surface. In this study, the 1D-Var approach is used to estimate WTC from retrieved temperature and humidity profiles. Fig. A (a) shows the contribution of each pressure level to the integrated WTC from surface to top of atmosphere. Almost 10% of the total WTC is formed in the lower troposphere, around the 950 hPa - 1000 hPa interval. Thus, lower constraints are needed on retrieved humidity around these pressure levels, which implies higher background humidity errors. To better adapt the NWPSAF 1D-Var scheme to WTC estimation, humidity errors are weighted by the contribution of each pressure level to the integrated WTC. The new humidity standard deviation errors (diagonal coefficients of the background error covariance matrix) are illustrated in panel b of Fig. 5.14.

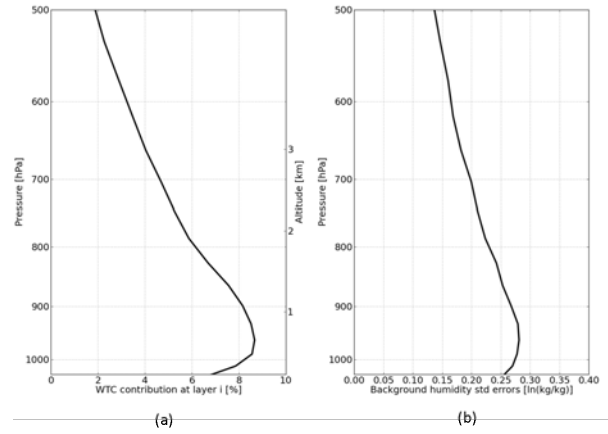


FIGURE 3.38 – Contribution of each vertical layer to total integrated WTC (from surface to TOA). Plot is shown from surface to 500 hPa (panel a). Background humidity standard deviation errors from surface to 500 hPa, derived from the NWPSAF background error covariance matrix and adapted to the contribution of each layer to total integrated WTC (panel b).

Bibliographie

- Ablain, M., Cazenave, A., Valladeau, G., and Guinehut, S. (2009). A new assessment of the error budget of global mean sea level rate estimated by satellite altimetry over 1993-2008. *Ocean Science*, 5(2) :193–201.
- Ablain, M., Larnicol, G., Faugere, Y., Cazenave, A., Meyssignac, B., Picot, N., and Benveniste, J. (2012). Error characterization of altimetry measurements at climate scales. In *Proceedings of the 20 years of progress in radar altimetry symposium, Venice, available at : http://www.avisio.altimetry.fr/fileadmin/documents/DSTST/2012/oral/02_friday_28/04_errors_uncertainties_I/03_EU1_Ablain.pdf (last access : 20 March 2014)*.
- Bauer, P., Kelly, G., and Andersson, E. (2002). Ssm/i radiance assimilation at ecmwf. In *Proceedings of the ECMWF/GEWEX workshop on Humidity Analysis*, pages 167–175.
- Bennartz, R. (1999). On the use of ssm/i measurements in coastal regions. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 16(4) :417–431.
- Bennartz, R., Höschen, H., Picard, B., Schröder, M., Stengel, M., Sus, O., Bojkov, B., Casadio, S., Diedrich, H., Eliasson, S., et al. (2017). An intercalibrated dataset of total column water vapour and wet tropospheric correction based on mwr on board ers-1, ers-2, and envisat. *Atmospheric Measurement Techniques*, 10(4) :1387.
- Boukabara, S.-A., Garrett, K., Chen, W., Iturbide-Sanchez, F., Grassotti, C., Kongoli, C., Chen, R., Liu, Q., Yan, B., Weng, F., et al. (2011). Mirs : An all-weather 1dvar satellite data assimilation and retrieval system. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 49(9) :3249–3272.
- Brown, S. (2010). A novel near-land radiometer wet path-delay retrieval algorithm : Application to the jason-2/ostm advanced microwave radiometer. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 48(4) :1986–1992.
- Brown, S., Ruf, C., Keihm, S., and Kitiyakara, A. (2004). Jason microwave radiometer performance and on-orbit calibration. *Marine Geodesy*, 27(1-2) :199–220.
- Deblonde, G. (2001a). Variational retrievals using SSM/I and SSM/T-2 brightness temperatures in clear and cloudy situations. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*.

- Deblonde, G. (2001b). Variational retrievals using ssm/i and ssm/t-2 brightness temperatures in clear and cloudy situations. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 18(4) :559–576.
- Deblonde, G. and English, S. (2000). Evaluation of the fastem-2 fast microwave oceanic surface emissivity model. *Tech. Proc. ITSC-XI Budapest, 20*, pages 67–78.
- Deblonde, G. and English, S. (2003a). One-Dimensional Variational Retrievals from SSMIS-Simulated Observations. *Journal of Applied Meteorology*.
- Deblonde, G. and English, S. (2003b). One-dimensional variational retrievals from ssmis-simulated observations. *Journal of Applied Meteorology*, 42(10) :1406–1420.
- Desportes, C., Obligis, E., and Eymard, L. (2007). On the wet tropospheric correction for altimetry in coastal regions. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, 45(7) :2139–2149.
- Desportes, C., Obligis, E., and Eymard, L. (2010). One-dimensional variational retrieval of the wet tropospheric correction for altimetry in coastal regions. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 48(3) :1001–1008.
- Desroziers, G., Berre, L., Chapnik, B., and Poli, P. (2005). Diagnosis of observation, background and analysis-error statistics in observation space. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*.
- ECMWF (2012). Part ii : Data assimilation. In ECMWF, editor, *IFS Documentation CY37R2*. ECMWF.
- English, S. and Hewison, T. (1998). A fast generic microwave emissivity model. In *Proceedings of SPIE*, volume 3503, pages 288–300.
- Eymard, L., Tabary, L., Gérard, E., Boukabara, S., and Le Cornec, A. (1996). The microwave radiometer aboard ers-1. ii. validation of the geophysical products. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 34(2) :291–303.
- Eyre, J. (1991). *A fast radiative transfer model for satellite sounding systems*. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts.
- Hewison, T. J. (2007). 1d-var retrieval of temperature and humidity profiles from a ground-based microwave radiometer. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 45(7) :2163–2168.
- Hólm, E. V. and Kral, T. (2012). *Flow-dependant, Geographically Varying Background Error Covariances for 1D-VAR Applications in MTG-IRS L2 Processing*. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts.
- Karbou, F., Gérard, E., and Rabier, F. (2010a). Global 4dvar assimilation and forecast experiments using amsu observations over land. part i : Impacts of various land surface emissivity parameterizations. *Weather and Forecasting*, 25(1) :5–19.

- Karbou, F., Rabier, F., Lafore, J.-P., Redelsperger, J.-L., and Bock, O. (2010b). Global 4dvar assimilation and forecast experiments using amsu observations over land. part ii : Impacts of assimilating surface-sensitive channels on the african monsoon during amma. *Weather and Forecasting*, 25(1) :20–36.
- Keihm, S. J., Janssen, M. A., and Ruf, C. S. (1995). Topex/poseidon microwave radiometer (tmr). iii. wet troposphere range correction algorithm and pre-launch error budget. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 33(1) :147–161.
- Kim, J.-H., Kang, J.-H., and Lee, S. (2014). A comparison of observed and simulated brightness temperatures from two radiative transfer models of rtov and crtm. *Journal of the Korean earth science society*, 35(1) :19–28.
- Liu, Q. and Weng, F. (2005). One-dimensional variational retrieval algorithm of temperature, water vapor, and cloud water profiles from advanced microwave sounding unit (amsu). *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 43(5) :1087–1095.
- Martinet, P., Fourrié, N., Guidard, V., Rabier, F., Montmerle, T., and Brunel, P. (2013). Towards the use of microphysical variables for the assimilation of cloud-affected infrared radiances. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 139(674) :1402–1416.
- Matricardi, M., Chevallier, F., Kelly, G., and Thépaut, J.-N. (2004). An improved general fast radiative transfer model for the assimilation of radiance observations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 130(596) :153–173.
- Montmerle, T. and Berre, L. (2010). Diagnosis and formulation of heterogeneous background-error covariances at the mesoscale. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*.
- Obligis, E., Desportes, C., Eymard, L., Fernandes, M., Lázaro, C., and Nunes, A. (2011). Tropospheric corrections for coastal altimetry. In *Coastal altimetry*, pages 147–176. Springer.
- Obligis, E., Eymard, L., Ablain, M., Picard, B., Legeais, J., Faugère, Y., and Picot, N. (2010). The wet tropospheric correction for altimetry missions : a mean sea level issue. In *Proceedings of the OSTST meeting, Lisbon, available at : <http://www.aviso.altimetry.fr/fileadmin/documents/OSTST/2010/oral/19-Tuesday/OBLIGIS.pdf> (last access : 20 March 2014)*.
- Obligis, E., Eymard, L., Tran, N., Labroue, S., and Femenias, P. (2006). First three years of the microwave radiometer aboard envisat : In-flight calibration, processing, and validation of the geophysical products. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 23(6) :802–814.

- Obligis, E., Rahmani, A., Eymard, L., Labroue, S., and Bronner, E. (2009). An improved retrieval algorithm for water vapor retrieval : application to the envisat microwave radiometer. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 47(9) :3057–3064.
- Picard, B. (2017). Communication personnelle.
- Picard, B., Frery, M.-L., Obligis, E., Eymard, L., Steunou, N., and Picot, N. (2015). Saral/altika wet tropospheric correction : in-flight calibration, retrieval strategies and performances. *Marine Geodesy*, 38(sup1) :277–296.
- Press, W. H., Teukolsky, S. A., Vetterling, W. T., and Flannery, B. P. (1988). Numerical recipes. *Cambridge University, Cambridge*.
- Rabier, F., McNally, A., Andersson, E., Courtier, P., Uden, P., Eyre, J., Hollingsworth, A., and Bouttier, F. (1998). The ecmwf implementation of three-dimensional variational assimilation (3d-var). ii : Structure functions. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 124(550) :1809–1829.
- Ruf, C. S. and Giampaolo, J. C. (1998). Littoral antenna deconvolution for a microwave radiometer. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium Proceedings, 1998. IGARSS’98. 1998 IEEE International*, volume 1, pages 378–380. IEEE.
- Ruf, C. S., Keihm, S. J., and Janssen, M. A. (1995). Topex/poseidon microwave radiometer (tmr). i. instrument description and antenna temperature calibration. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote sensing*, 33(1) :125–137.
- Saunders, R., Matricardi, M., and Brunel, P. (1999). *A fast radiative transfer model for assimilation of satellite radiance observations-RTTOV-5*. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts.
- Steunou, N., Picot, N., Sengenès, P., Noubel, J., and Frery, M. (2015). Altika radiometer : Instrument description and in-flight performance. *Marine Geodesy*, 38(sup1) :43–61.

Apports de l'approche 1D-Var pour l'estimation de la correction troposphérique humide en régions côtières

Sommaire

1	Résumé de l'article en préparation	130
2	<i>A 1D-Var approach for Wet Tropospheric Correction estimation over coastal areas, for current and future altimetry missions</i>	134
2.1	Introduction	134
2.2	Data and method	137
2.3	1D-Var WTC estimation over coastal regions using "pseudo-TB-observations"	144
2.4	Impact of actual measurements on coastal 1D-Var retrieved WTC	151
2.5	Discussion	158
2.6	Conclusions	161
3	Vers une exploitation plus fine des émissivités de surface sur les surfaces hétérogènes	164

Dans la continuité de l'étude présentée dans le chapitre 3, nous consacrons le présent chapitre à l'exploitation de l'approche 1D-Var pour estimer la correction troposphérique humide en régions côtières. Cette étude fait l'objet d'un article en préparation : *A 1D-Var approach for Wet Tropospheric Correction estimation over coastal areas, for current and future altimetry missions*, Hermozo Laura, Eymard Laurence, Karbou Fatima, Picard Bruno.

Dans ce contexte, de nouvelles spécificités nécessitent d'être prises en compte, à la fois à l'échelle des mesures et des algorithmes d'estimation de la correction tro-

posphérique humide.

A l'échelle des mesures

D'un point de vue radiométrique les surfaces continentales et océaniques se distinguent par des émissivités contrastées, variant autour de 0.9 sur terre, et de 0.5 sur océan, impactant à leur tour les températures de brillance mesurées sur ces surfaces. La faible résolution des mesures des radiomètres à bord des missions altimétriques actuelles entraîne donc leur contamination par la présence de terre, dès une distance de 50 km de la côte. Les mesures de températures de brillance aux basses fréquences, sensibles à la surface et aux basses couches de l'atmosphère, sont d'autant plus contaminées. La résolution plus fine des mesures hautes fréquences, prévues pour le radiomètre de la mission future Jason-CS/Sentinel-6, permettrait de réduire la distance de contamination du signal à l'approche des côtes.

A l'échelle des algorithmes

A l'approche des côtes, la variabilité atmosphérique et des paramètres de surface, tels que la température et l'humidité, est plus importante en temps et en espace qu'en plein océan (phénomènes de brises de terre et de mer impactant la nébulosité, la température et l'humidité atmosphérique). Cette variabilité n'est pas représentée par les algorithmes classiques d'estimation de la correction troposphérique humide. Cette dernière est donc estimée avec de fortes incertitudes aux interfaces côtières, comme en plein océan dans les régions atmosphériques complexes (régions d'upwelling). Par ailleurs, l'inversion des mesures de température de brillance implique une caractérisation précise de la surface, notamment en termes de température et d'émissivité. L'homogénéité de l'émissivité de surface océanique facilite son estimation sur océan, et des modèles d'émissivité permettent de l'estimer avec peu d'incertitudes (c'est le cas du modèle océanique FASTEM, intrinsèque au modèle de transfert radiatif RTTOV). En revanche, l'émissivité est beaucoup plus variable sur terre. Elle dépend en effet de nombreux paramètres géophysiques tels que la rugosité ou l'humidité de surface, ou encore le type d'occupation du sol (pour la terre). L'estimation de l'émissivité de surface sur terre aux différentes fréquences des mesures assimilées est également un défi, car elle implique la séparation de la contribution de la surface, et de l'atmosphère, présente dans les mesures typiques des radiomètres altimétriques.

Dans l'article qui suit, nous tenons compte de l'ensemble de ces aspects et de leur intégration dans le processus 1D-Var.

1 Résumé de l'article en préparation

Cet article est dédié à une analyse fine des apports et limites de l'approche 1D-Var pour restituer la correction troposphérique humide en régions côtières.

Pour cela, nous assimilons les mesures de températures de brillance issues des radiomètres couplés AMSU-A/MHS, aux fréquences similaires aux radiomètres bi-fréquence des missions altimétriques en vol (tels que Envisat ou AltiKa), à 23.8 GHz et 31.4 GHz, et futures (comme Jason-CS/Sentinel-6), à 53.6 GHz, 157 GHz et 190 GHz. Pour notre étude, les mesures sont assimilées sur une période de un mois, en Juin 2015.

Afin de tenir compte de la contribution de la terre dans le signal des mesures côtières, une méthode d'estimation dynamique de l'émissivité de surface sur terre est développée. Cette méthode est inspirée de l'étude menée par Karbou et al. (2005a), sur l'estimation de l'émissivité sur terre aux fréquences AMSU-A, dans le cadre de leur assimilation dans les modèles de PNT opérationnels. L'émissivité variant peu avec la fréquence, il est montré que l'émissivité de surface à 50.3 GHz et à 89 GHz, dont la contribution de l'atmosphère est suffisamment faible en conditions de ciel clair, peut être utilisée pour estimer l'émissivité aux autres basses et hautes fréquences, respectivement. Les hautes fréquences à 50.3 GHz et 89 GHz ont donc un apport majeur pour l'estimation de la correction troposphérique humide en régions côtières : elles permettent une description réaliste de la surface sous une mesure de température de brillance contaminée par la terre, à condition de tenir compte de la proportion de terre dans la tache au sol de la mesure.

Nous utilisons par ailleurs comme ébauche du 1D-Var les prévisions à 24h issues de deux modèles de PNT distincts : le modèle IFS du centre européen ECMWF (que nous désignerons par le modèle ECMWF, par la suite), et le modèle AROME. Ce choix permet une évaluation duale des performances de l'approche 1D-Var en régions côtières : à la fois globale, pour différentes conditions atmosphériques, et régionale, permettant d'évaluer l'apport d'un modèle haute résolution dans de telles régions, sur la correction troposphérique humide restituée par l'approche 1D-Var.

Le modèle atmosphérique permettant d'évaluer les performances globales de l'approche 1D-Var en régions côtières constitue le modèle IFS du centre européen ECMWF. Dans ce cas, la résolution horizontale du modèle (d'environ 30 km x 30 km aux moyennes latitudes) est du même ordre de grandeur que la résolution instrumentale (diamètre de 48 km et 17 km des taches au sol à -3 dB des mesures hautes et basses fréquences, respectivement).

Une analyse régionale des performances du 1D-Var est effectuée en utilisant les données atmosphériques du modèle AROME. Les mailles de ce modèle haute résolution sont de l'ordre de 10 fois plus fines que les mesures de températures de brillance assimilées. On tire ainsi profit de la haute résolution du modèle AROME grâce à une description plus fine de la variabilité atmosphérique et de la surface sous

les mesures en régions côtières.

La figure 4.1 rend compte de la différence de résolution des modèles AROME et ECMWF, respectivement. Le champ de pression de surface du 2 Juin 2105, au cycle d'analyse à 00h UTC, est cartographié pour chacun des deux modèles, sur la zone de validité du modèle AROME. Cette figure souligne les variations plus fines de la surface et leur variabilité selon le type de surface, pour le modèle AROME. Ces aspects sont exploités ici pour l'assimilation de mesures côtières.

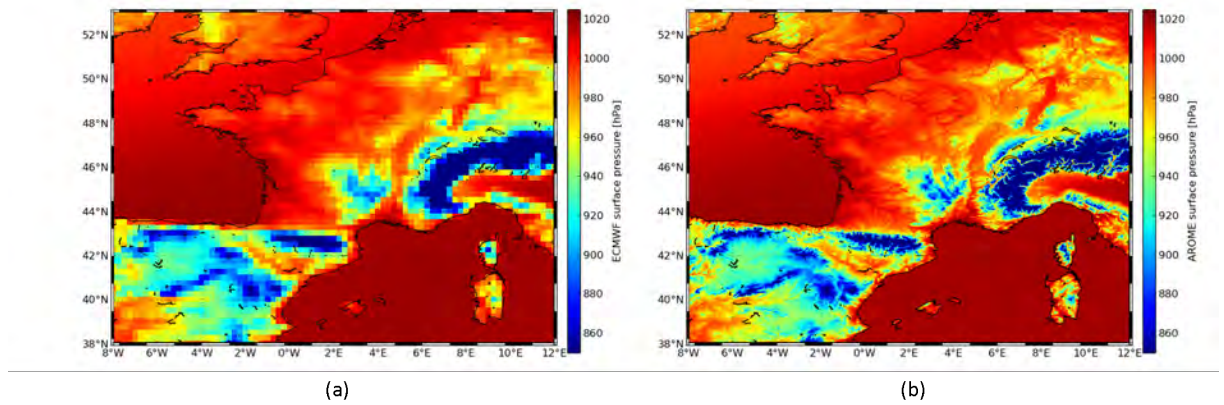


FIGURE 4.1 – Comparaison des champs de pression de surface issus des analyses du modèle ECMWF (a) et AROME (b) du 02/06/2012 au cycle d'analyse à 00h UTC

De la même manière que dans le chapitre 3 (section 1.1.1), précisons que les profils atmosphériques des prévisions à 24h de chacun des deux modèles, utilisés en ébauche du 1D-Var, sont interpolées sur 54 niveaux de pression fixes. La différence de distribution verticale entre les 14 niveaux de pression des profils du modèle AROME, et les 54 niveaux de l'outil 1D-Var est montrée dans la figure ci-dessous, entre la surface et 200 hPa. De même que dans le cas du sous-échantillonnage des 137 niveaux de pression ECMWF, l'impact de ce sur-échantillonnage reste négligeable sur les restitutions et les performances du 1D-Var.

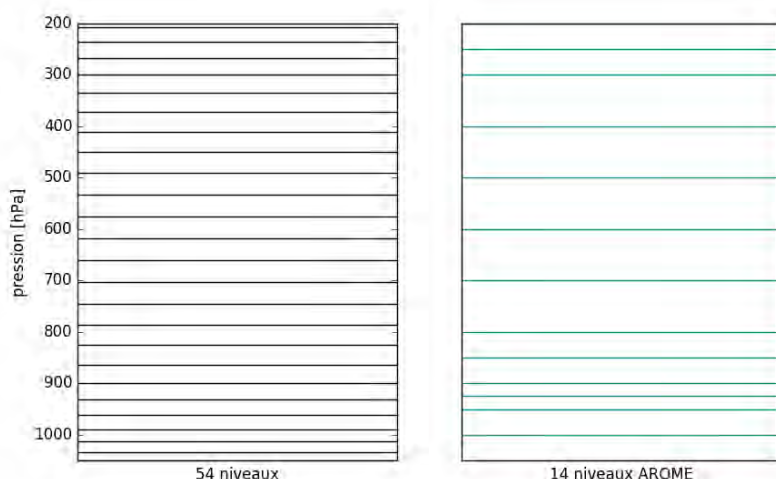


FIGURE 4.2 – Résolution verticale des profils atmosphériques définis sur 54 niveaux verticaux et comparaison avec la résolution des profils atmosphériques sur 14 niveaux du modèle AROME.

Une méthode similaire à celle décrite dans le chapitre 3 est exploitée pour évaluer les performances de l’approche 1D-Var en régions côtières. Des pseudo-mesures de températures de brillance sont assimilées dans le 1D-Var, dans différentes zones d’études. Une analyse statistique des profils d’humidité restitués et de la correction troposphérique humide estimée est menée, à la fois dans la région tempérée centrée sur la France et la Méditerranée, et dans des régions côtières peu humides de l’hémisphère Sud. L’assimilation des pseudo-mesures de températures de brillance sur océan, entre 0 km et 150 km des côtes, montre une réduction globale des erreurs sur l’humidité spécifique et la correction troposphérique restituées. L’amélioration des restitutions du 1D-Var par rapport à l’ébauche, à la fois en plein océan et en régions côtières, confirme le potentiel de l’approche 1D-Var pour l’altimétrie opérationnelle : cette approche constitue une méthode unique pour l’estimation de la correction troposphérique humide sur océan et en régions côtières. Les hautes fréquences contribuent par ailleurs à réduire l’erreur sur la correction troposphérique restituée d’un facteur 1.5 par rapport à l’erreur sur l’ébauche, résultant en une réduction de l’erreur de 5 à 6% de la correction troposphérique humide de référence.

Les mesures réelles au nadir des instruments AMSU-A/MHS sont également assimilées dans le 1D-Var, afin d’évaluer leur impact sur la correction troposphérique humide restituée, à la fois en plein océan et en régions côtières.

Nous évaluons premièrement l’impact dans différentes régions côtières du globe, en utilisant les paramètres atmosphériques du modèle ECMWF. Sur l’ensemble des zones d’études, la correction troposphérique humide restituée par le 1D-Var n’est que faiblement impactée par la côte, et son erreur par rapport à une référence reste en deçà de 1.5 cm, de 0 à 150 km des côtes. Ces résultats confirment l’apport des mesures à 50.3 GHz et à 89 GHz pour l’estimation de l’émissivité sous les mesures

contaminées par la terre. Une dégradation de la correction troposphérique humide restituée par rapport à l'ébauche est néanmoins remarquée pour l'assimilation des mesures côtières, situées entre 0 km et 20 km des côtes. Cette limite correspond à la contamination par la terre de l'ensemble des mesures hautes fréquences, dont la résolution est meilleure. L'origine de ces dégradations est due à une sous-estimation de l'émissivité de surface sous les mesures mixtes terre/mer, impactant les restitutions du 1D-Var lorsque toutes les mesures assimilées sont contaminées par la terre. Ces résultats soulignent la nécessité d'approfondir la méthode d'estimation dynamique de l'émissivité sur la bande de terre côtière, en tenant mieux compte de ses variations, et de la contribution des paramètres atmosphériques et de surface, tels que la température.

Néanmoins, la comparaison de l'approche 1D-Var à un algorithme classique empirique, dont l'inversion des températures de brillance est basée sur un réseau de neurones, souligne le meilleur potentiel de l'approche 1D-Var et sa cohérence physique à l'approche des côtes. Bien que les deux méthodes montrent des résultats similaires loin des côtes, l'erreur sur la correction troposphérique humide issue de l'algorithme empirique augmente brutalement à l'approche des côtes, pour atteindre une erreur supérieure à 3 cm dans la bande côtière de 0 à 10 km. Ces résultats témoignent de l'apport d'une méthode géophysique comme le 1D-Var pour estimer la correction troposphérique humide sur des surfaces complexes comme les régions côtières. Contrairement à l'algorithme empirique, dont l'estimation de la correction troposphérique humide repose sur une approche statistique, la prise en compte de la physique de l'atmosphère dans l'environnement des mesures assimilées dans le 1D-Var permet d'estimer des paramètres atmosphériques, et une correction troposphérique humide correspondante, cohérents par rapport aux températures de brillance mesurées.

Une analyse plus fine de l'assimilation de mesures réelles dans la zone de validité du modèle AROME est également menée, en exploitant la haute résolution des données atmosphériques. La prise en compte de l'ensemble des mailles du modèle au sein de la tache au sol des mesures assimilées montre l'importante variabilité de l'émissivité de surface sous une mesure mixte terre/mer. Cette approche permet d'exploiter pleinement la méthode d'estimation dynamique de l'émissivité de surface. Une méthode de correction de l'émissivité sur la bande de terre côtière, à partir de l'émissivité estimée sous une mesure purement continentale (pas de contamination par la mer dans le signal), est utilisée afin de réduire les erreurs liées à une sous-estimation de l'émissivité de surface sous une mesure contaminée. L'analyse de différents cas d'études, le long de traces particulières du radiomètre passant au dessus de la ligne côtière, montre l'impact de cette correction sur la correction troposphérique humide estimée. Dans le cas de configurations côtières simples, et d'une région continentale homogène au voisinage de la côte, la correction de l'émissivité sous une mesure côtière permet de restituer une correction troposphérique humide en accord avec la référence, améliorée par rapport au modèle d'ébauche.

2 *A 1D-Var approach for Wet Tropospheric Correction estimation over coastal areas, for current and future altimetry missions*

Laura Hermozo, Laurence Eymard, Fatima Karbou and Bruno Picard

Abstract To retrieve sea level, altimeters measure the altitude of the satellite above the Earth surface. Among others, a correction of this distance for the atmospheric propagation delay due to water vapor in the troposphere, named Wet Tropospheric Correction (WTC), needs to be accounted for. It is currently estimated by statistical algorithms, fed by brightness temperature measurements from a radiometer coupled to an altimeter on-board an altimetry mission, at two or three low frequencies close to the water absorption band (at 22.235 GHz). Classical methods provide WTC estimations with overall low uncertainties over open ocean, where a model of the emissivity is available. The performances are then degraded wherever the radiometer measurements are contaminated by land. While solutions were developed to correct for this contamination, they will not be able to satisfy the future constraints on the retrieval errors and instrumental enhancements. In this context, a one-dimensional variational (1D-Var) approach is used. A land and coastal emissivity estimation method, using high frequencies typical to radiometers on-board future altimetry missions is also developed to account for land contamination within the assimilated coastal measurements at each frequency. The performance of this method for coastal WTC retrievals is evaluated either using "pseudo-TB" measurements, or actual low and high frequency measurements. A regional and global performance assessment is undergone using atmospheric and surface data from a global low-resolution, or a local high resolution NWP model, as 1D-Var background.

2.1 Introduction

Since the beginning of the altimetry era, altimeter measurements aim to deliver a map of the topography at higher temporal rates and finer spatial scales to better understand global and regional ocean circulation. This relies on accurate instrument, orbit and atmospheric corrections applied to the altimetric measurements, to provide the correct altitude between the satellite and the ocean surface.

Among them, the Wet Tropospheric Correction (WTC) corrects for the atmospheric propagation delay due to water vapor in the low layers of the atmosphere. It is one of the major corrections of the altimeter signal and contributes to 50 % of the global mean sea level uncertainty of 0.6 mm.yr⁻¹ (Ablain et al. (2009)). Approximately proportional to the integrated water vapor, it is highly variable in time and space and is most commonly derived from brightness temperature (TB) measurements provided by a microwave radiometer on-board an altimeter mission.

Measurements at a frequency close to the water vapor absorption line, at 22.235 GHz, are used as the main indicator of water vapor in the lower tropospheric layers, which contribute the most to the total integrated WTC. For all altimetry missions related to NASA/CNES collaborations, another channel at 18.7 GHz is added to the microwave radiometer to account for the contribution of the surface and to better separate it from the water vapor contribution in the 23.8 GHz measurements. As for cloud liquid water, measurements are performed at 34 GHz, 36.5 GHz or 37 GHz, according to the altimetry mission.

Current WTC estimation algorithms rely on an empirical approach. A database built with atmosphere state analysis from a Numerical Weather Prediction (NWP) model, or with radiosondes and other ground measurements is used for the algorithms parametrizations. A radiative transfer model simulates top of atmosphere (TOA) to be related with the integrated WTC. For instance, WTC is estimated over ocean from TB measurements at 23.8 GHz and 36.5 GHz for the European Space Agency (ESA) altimetry missions European Remote Sensing-1 and -2 (ERS-1, -2) (Eymard et al. (1996)) and Envisat (Obligis et al. (2006)). As for the NASA/CNES missions, tri-frequency radiometers are used to estimate WTC : TB measurements at 18, 21 and 37 GHz for the Topex/Poseidon mission (Keihm et al. (1995)), and at 18.7, 23.8 and 34 GHz for the Jason series (Brown et al. (2004) ; Brown (2010)).

The current algorithms used to estimate WTC show good performance over ocean with a low WTC uncertainty around 1 cm rms. However, the limits of such statistical algorithms are highlighted when estimating WTC over coastal areas, and more generally over heterogeneous surfaces such as sea ice or inland waters. Unlike over pure ocean, both the oceanic and land surface within a measurement footprint contribute to the final TB measurement over coastal areas. To separate each contribution, an accurate definition of the surface is needed (emissivity and surface temperature), which is not the case in the current algorithms, assuming a homogeneous oceanic surface. Land surface emissivity is highly variable in time and space, and is two to three times higher than over ocean. Thus, WTC estimated in the 50 km-wide coastal band (corresponding to the broadest instrumental resolution) using classical oceanic algorithms are rejected. This in turn results in a systematic rejection of altimetric measurements, even though they would provide valuable information on small-scale coastal ocean circulation and on its contribution to global ocean circulation. To overcome this issue, studies to adapt current WTC estimation algorithms to coastal constraints were undertaken. Ruf and Giampaolo (1998), directly corrects the TB measurements from the land contamination before retrieval, by accounting for the land fraction in the measurement footprint assuming a theoretical perpendicular track to the coast. Applied to SSM/I measurements, the correction of the TB measurements using the land fraction results in a reduction of the integrated water vapor estimates uncertainty of 40% regarding a classical algorithm with no correction (Bennartz (1999)). Both latter methods were used and extended to more realistic cases (assuming different angles between the altimeter track and coastline) by Desportes et al. (2007) to estimate coastal WTC with a reduced error of 60% and 50%, respectively, with respect to no correction of land contamination. Finally,

the land fraction in the lowest resolution measurement was used by Brown (2010) to parametrize the classical log-linear regression algorithm developed to estimate WTC for the TMR, JMR and AMR on-board Topex-Poseidon, Jason-1 and Jason-2, respectively. The application to AMR measurements shows promising results, with a retrieved WTC uncertainty less than 1.5 km up to the coastline.

Even though the latter studies show high potential to estimate WTC closer to coast by accounting for the land contamination, they are region/instrument dependent. In addition, each of these methods relies on the classical statistical algorithms, for which the database used for parametrization is representative of mean atmospheric conditions. Yet, the atmosphere shows high variability in time and space over coastal areas, due to the heterogeneous topography and high temperature, humidity and wind gradients from ocean to land, which impact TB measurements. Finally, uncertainties may remain in the land TB estimations : they are estimated using the closest pure land TB measurement, which implies that surface emissivity and surface temperature variability are not accounted for.

To address these issues, we use a one-dimensional variational approach (1D-Var) to retrieve WTC in coastal areas. This approach is commonly used to prepare the assimilation of passive microwave observations in operational 4D-Var schemes from NWP models (Deblonde and English (2003) ; Liu and Weng (2005) ; Hewison (2007)). The potential of the 1D-Var scheme to specifically retrieve coastal WTC from radiometers on-board current altimeter missions was first shown by Desportes et al. (2010). The latter tackled the issue of coastal surface emissivity and temperature by using mixed land/open sea emissivity and temperature according to the Gaussian land fraction in the measurement footprint. To retrieve other integrated parameters over open sea, land and continental ice, Boukabara et al. (2011) included surface emissivity in 1D-Var the control variables, to better constrain it over the different surfaces and surface transitions. The 1D-Var method shows high potential to retrieve WTC over coastal areas, which is one of the major goals for future altimetry missions. In continuity to the study led by Desportes et al. (2010), an in-depth analysis of the 1D-Var approach was performed by Hermozo et al. (2017b) to retrieve WTC over ocean for both current and future altimetry missions. By accounting for the frequency-dependent measurements resolution and the atmospheric and surface variability in the surroundings of the measurements, this study highlights the improvements of retrieved WTC over oceanic areas of complex vertical stratification, such as up-welling areas. Thus, this approach does not only provide a unique method for WTC retrievals over various surfaces (ocean and complex surfaces), but also shows its flexibility to different instrumental configurations, such as the classical bi- or tri-frequency radiometers or enhanced low and high frequency radiometers on-board the future altimetry missions.

In this study, the potential of the 1D-Var approach using a similar methodology is exploited to retrieve WTC over various coastal areas and under clear-sky conditions, for current and future altimetry missions. The use of both low and high frequencies for an accurate description of the land and coastal surface emissivity, and for extra

atmospheric information at higher spatial resolutions, detailed in this study, meets the current needs of the altimetry community to reach smaller spatial scales for a finer description of coastal ocean topography and its variability. The data and method for the use of the 1D-Var by assimilating land-contaminated measurements are described in section 2.2. The performance assessment of the 1D-Var approach and analysis of retrievals over mixed land/sea surfaces is developed in section 2.3 using pseudo-TB measurements. Both global and local analysis of the impact of real measurements from ongoing missions are performed in section 2.4, using different NWP models as background and different horizontal resolutions. Finally, Conclusions are discussed in section 2.6.

2.2 Data and method

2.2.1 Atmospheric data and radiometer measurements

This study aims to adapt the 1D-Var scheme to both operational and future altimetry missions, like the Jason-CS/Sentinel-6 mission planned in 2020, which will include a high frequency radiometer in addition to a radiometer with classical low frequencies, sensitive to surface and water vapor in the low atmospheric layers. To better fit these configurations, we use clear sky measurements from the AMSU-A and MHS instruments on-board the meteorological satellite NOAA-18. These radiometers not only provide measurements at frequencies typical to ESA/CNES bi-frequency radiometers (at 23.8 GHz and 31.4 GHz) on-board the current AltiKa and Envisat altimetry missions, but also at higher frequencies (at 50.3 GHz, 53.6 GHz, 89 GHz, 157 GHz and 190 GHz), with a view to prepare the future Jason-CS mission. AMSU-A and MHS are co-located cross-track sounders, dedicated to temperature and humidity sounding in the atmosphere. AMSU-A performs measurements at 15 channels. Among them, 11 are located around the oxygen absorption line, between 50 GHz and 60 GHz, allowing a fine sounding of temperature from 45 km in the atmosphere to the surface. Four other channels are provided at 23.8 GHz, 31.4 GHz, 50.3 GHz and 89 GHz and are mainly more sensitive to surface. As for MHS channels, three out of five are located around the water vapor absorption band, around 183 GHz and are dedicated to water vapor sounding in the. The two others are window channels at 89 GHz and 157 GHz channels. AMSU-A and MHS have a conical scan geometry, with a zenith angle varying between -58° and 58° and their mean resolution at nadir reaches 48 km for AMSU-A and 17 km for MHS. Frequencies and horizontal resolutions from both radiometers are given in table 4.1.

TABLE 4.1 – AMSU-A and MHS window channels and their respective horizontal resolutions

Channel No	Frequency (GHz)	Resolution at nadir (beam width at -3dB) (km)
AMSU-A		
1	23.8	48
2	31.4	48
3	50.3	48
4	53.6	48
MHS		
1	89	17
2	157	17
5	190	17

As for atmospheric and surface variables, we use daily analysis and 24h forecasts from the European Center for Medium Range Weather Forecast (ECMWF) NWP model (ECMWF (2007)), provided globally over ocean and land at the four synoptic hours at 00h, 06h, 12h and 18h UTC. Atmospheric profiles of temperature and specific humidity are used and are defined over 137 pressure levels. Fields of 2m temperature, 2m dew point temperature, surface pressure, surface skin temperature and 2m zonal and meridional wind speeds are used as surface parameters. The horizontal model grid resolution is of 0.25° by 0.25° in longitude and latitude.

To refine the analysis and performance assessment of the 1D-Var approach for coastal WTC retrievals, surface parameters and atmospheric profiles are also taken from the high-resolution Applications de la Recherche à l'Opérationnel à Mésos-Echelle (AROME) NWP model developed at Météo-France (Seity et al. (2011); Brousseau et al. (2016)). AROME is a non-hydrostatic model with a 1.3 km resolution centred over France and the Mediterranean Sea, allowing intense events monitoring. In this study, post-processed atmospheric state variables at a 2.5 km resolution are used and atmospheric profiles of temperature and specific humidity are defined over 14 vertical pressure levels. The high horizontal resolution of the AROME model allows to better account for atmospheric and surface variability in coastal areas, and to provide a finer description of the surface (essentially land sea mask, surface temperature and surface emissivity) within the various TB measurement footprints.

To evaluate the potential of the 1D-Var to retrieve WTC over different coastal areas, fields of the atmospheric and surface parameters are used daily during June 2015 from both NWP models, over different areas of study, chosen according to their contrasting atmospheric conditions. As the ECMWF is available over global land and open seas, areas of studies are chosen in Western Europe and North Africa, named the WE-area hereafter, as well as in the Southern high latitude band off the

South American coasts, named the SA-area, and around Australia and New Zealand, named the Aust-area in the following. Each area is shown in figure 4.3. The AMSU-A measured at 23.8 GHz at nadir are shown along the radiometer track, before (upper panels) and after (lower panels) removing the average TB value over land and over open seas. This figure not only points out the high contrast in the assimilated TBs between land and open sea surfaces (upper panels), but also the intermediate measured TB values over the coastal areas, due to the contribution of both land and open sea in the measurement footprint, and highlighted when removing the mean global land and open sea TB values from all measured TBs (lower panels). Figure 4.4 shows the area of validity of the AROME atmospheric profiles and surface parameters used in the 1D-Var tool, centred over the Mediterranean Sea and France, and named the Med-area hereafter. Like in figure 4.3, nadir AMSU-A measured TBs at 23.8 GHz are shown (left panel) and TB anomalies are pointed out when removing the average TB values over global land and open seas (right panel). The same land/open sea contrast, and transition TB values for mixed land/sea measurements are seen in this figure. While the Med-area is much smaller than other areas of study, due to the extent of the AROME model itself, this area allows a finer analysis of the potential of the 1D-Var to retrieve WTC from contaminated land/sea measurements, by studying specific coastal configurations.

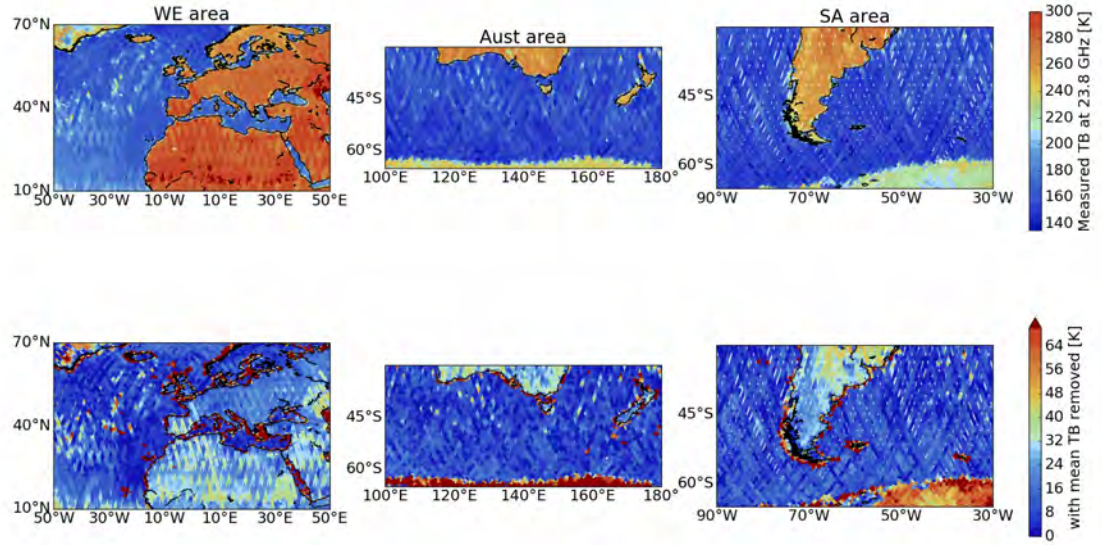


FIGURE 4.3 – Location of the three areas of study (OE-area : left panel; Aust-area : middle panel; SA-area : right panel), when using atmospheric and surface parameters from the ECMWF model. The upper panels show AMSU-A measured TBs at 23.8 GHz, at nadir, along the radiometer track during june 2015. The value of TB averaged over all tracks, over land, and open sea, is then removed from all land and open sea measurements, respectively, in the lower panels to point out land-contaminated measured TBs (higher values, in red, along the coastline).

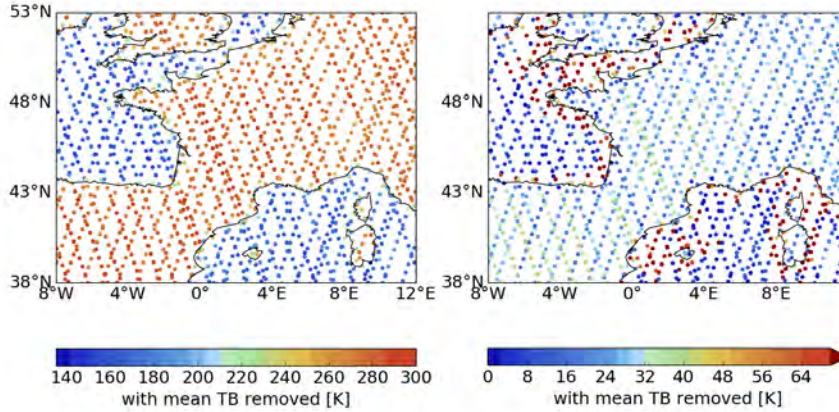


FIGURE 4.4 – Location of the Med-area of study using atmospheric and surface variables from the AROME model. The left panel show AMSU-A measured TBs at 23.8 GHz, at nadir, during june 2015 and the value of TB averaged over all oceanic, and land tracks, is then removed in the right panel to point out the land-contaminated measured TBs.

2.2.2 1D-Var settings

The stand-alone 1D-Var scheme used in this study is provided by the EUROpean METeorological SATellite (EUMETSAT) Numerical Weather Prediction Satellite Application Facility (NWPSAF), available on www.metoffice.gov.uk/research/interproj/nwpsaf (version 1.0). We used the RTTOV (Radiative Transfer for the Television and Infrared Observation Satellite (TIROS) Operational Vertical sounder; Eyre (1991); Saunders et al. (1999), Marco Matricardi et al. (2004)) radiative transfer model (RTTOV version 11.2) as the observation operator. The state variables of the 1D-Var are air temperature, specific humidity, surface pressure, surface humidity, 2 m temperature, skin temperature and zonal and meridional 10 m wind speeds. A more detailed description of the 1D-Var minimization scheme used in this study can be found in Hermozo et al. (2017b).

The 1D-Var model background is computed from atmospheric profiles and surface parameters from 24h-forecasts, averaged over all model grid cells within the high frequency measurement footprints, and weighted by the corresponding Gaussian-simulated antenna pattern. This ensures to better account for atmospheric variability under a measurement approaching the coastline. High frequency measurement footprints were chosen as they are the last land-contaminated measurements, thanks to their higher spatial resolution than low frequency measurements. Finally, to fit the background error covariance matrix provided by NWPSAF, background atmospheric profiles from the ECMWF or AROME models are sampled onto 54 fixed pressure levels from surface to TOA.

To better fit observations, TBs are simulated using RTTOV at each model grid

cell within the measurement footprints. First guess TBs corresponding to each observation are computed from the averaged simulated TBs within the measurement footprint, weighted by its frequency-dependent antenna pattern. allows to account for atmospheric and surface variability within the measurement footprint. While it is different from a classical assimilation scheme, for which the first guess TBs are directly simulated from background atmospheric profiles and surface parameters, the output scheme is similar : a unique set of atmospheric profiles and surface parameters is retrieved for the assimilation of a given set of observations at different frequencies. First guess TBs are computed at 23.8 GHz, 31.4 GHz, 53.6 GHz, 157 GHz and 190 GHz, in agreement with the assimilated TB measurements at the same frequencies. One shall note that TB measurements at 50.3 GHz and at 89 GHz are not assimilated as they are used to estimate surface emissivity at low and high frequencies, respectively. This will be further explained in section 2.2.3.

In addition to these considerations for the 1D-Var background settings, we point out the higher potential of the AROME high-resolution model with respect to ECMWF, to better account for atmospheric and surface variability in the surroundings of coastal measurements at low and high frequencies. Figure 4.5 illustrates this aspect by comparing ECMWF (left panels) and AROME (right panels) model grid-cells within a coastal low (upper panels) and high (lower panels) frequency measurement footprint. Respective fields of reference WTC at each model grid-cell within the footprint is mapped, as well as land sea masks in the background (in orange and brown, respectively). In this figure, one can notice the finer description of the WTC field, which thus reflects better spatial variability of the surface and atmospheric parameters, when using the AROME model to compute the 1D-Var background atmospheric and surface information. As the latter is averaged within a high frequency measurement footprint, only two ECMWF model grid cells contribute to the background atmospheric profiles and surface parameters. These model grid cells seem to be insufficient to properly reflect spatial variability of the atmosphere and surface in the surroundings of the assimilated measurements.

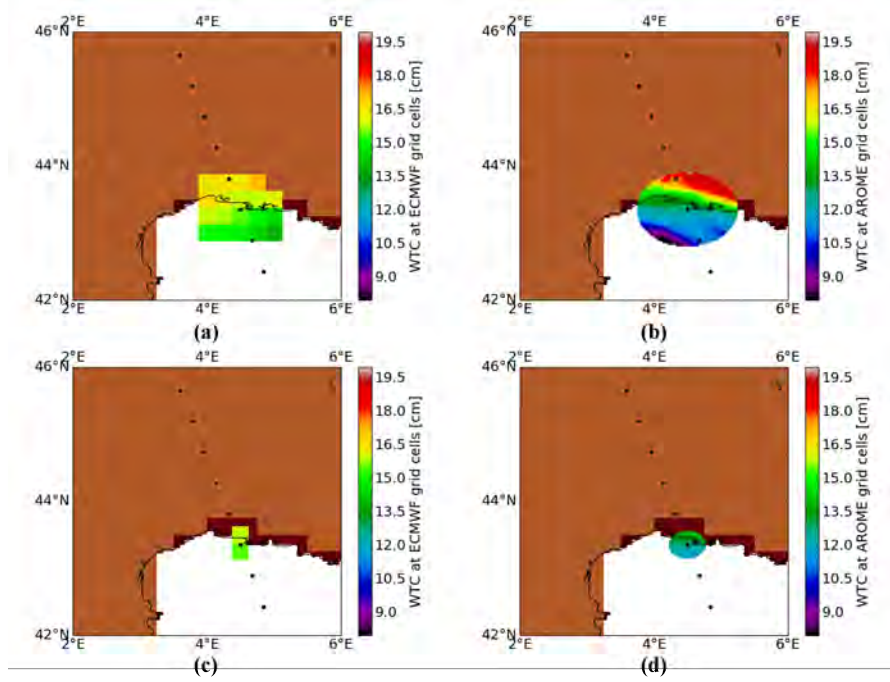


FIGURE 4.5 – Zoom of a radiometer track (black dots) passing over a coastline in the South of France. Field of WTC estimated from analysis profiles is shown under a coastal low frequency (upper panels) and a high frequency (lower panels) measurement footprint, represented in low-resolution grid cells for ECMWF WTC (left panels) and high-resolution ones for AROME WTC (right panels). Fields of ECMWF (orange) and AROME (brown) land sea mask are shown in the background of the maps.

2.2.3 Dynamic estimation of land surface emissivity

To simulate first guess TOA TBs over open seas from the RTTOV radiative transfer model, the FASTEM oceanic surface emissivity model is used. This semi-empirical model is based on geometric optic theories and on the Fresnel reflexion in a dielectric medium (English and Hewison (1998)). However, this model is not valid over land surfaces and new emissivity estimates are necessary to simulate land and coastal first guess TBs. Various studies have dealt with land surface emissivity estimation using TB measurements at microwave frequencies. Among them, Prigent et al. (1997); (1998) developed a method to estimate surface emissivity at SSM/I frequencies. A similar method was used by Karbou et al. (2005a) for land surface emissivity estimations at AMSU-A and -B frequencies under clear sky conditions. They showed that the AMSU-A and -B frequency variation of retrieved emissivity at nadir incidence angle is weak. Thus, it is possible to use land surface emissivity at window frequencies to define emissivity at the closest sounding channels, which receive a small contribution of the surface. This method is used in this paper to estimate land surface emissivity dynamically from the inversion of brightness temperature measurements.

Assuming a flat and specular surface and a non-scattering plane-parallel at-

mosphere, brightness temperature $TB(\theta, \vartheta)$ measured by the sensor at the top of atmosphere, for a given frequency ϑ and observation angle θ , is expressed as :

$$T_b(\theta, \vartheta) = T_s \cdot \varepsilon(\theta, \vartheta) \cdot \Gamma(\theta) + (1 - \varepsilon(\theta, \vartheta)) \cdot \Gamma(\theta) \cdot T^\downarrow(\theta, \vartheta) + T^\uparrow(\theta, \vartheta) \quad (4.1)$$

$$\Gamma(\theta) = e^{\frac{-\tau(0, H)}{\cos(\theta)}}$$

where $\varepsilon(\theta, \vartheta)$ is the surface emissivity. T_s , $T^\uparrow(\theta, \vartheta)$ and $T^\downarrow(\theta, \vartheta)$ represent the skin temperature, the atmospheric up-welling and down-welling radiations respectively. $\Gamma(\theta)$ is the net atmospheric transmission which is function of the atmospheric opacity $\tau(0, H)$ and the observation zenith angle. H is the top of atmosphere height. Thus, surface emissivity is retrieved by inverting the radiative transfer equation :

$$\varepsilon(\theta, \vartheta) = \frac{T_b(\theta, \vartheta) - T^\uparrow(\theta, \vartheta) - \Gamma(\theta) \cdot T^\downarrow(\theta, \vartheta)}{(T_s - T^\downarrow) \Gamma(\theta)} \quad (4.2)$$

Among the potential observations provided by the enhanced radiometer (at 23.8 GHz, 31.4 GHz, 50.3 GHz, 53.6 GHz, 157 GHz and 190 GHz), both a low and high window frequency channel are sacrificed and used specifically for land surface emissivity estimation at the neighbouring low and high frequency sounding and window channels, respectively. This allows to avoid error propagation of the emissivity estimation. Channels at 50.3 GHz and 89 GHz seem to be the best candidates for land surface emissivity, as they both receive a significant contribution from the surface.

2.3 1D-Var WTC estimation over coastal regions using "pseudo-TB-observations"

For a thorough evaluation of the 1D-Var approach, and to avoid model errors with respect to real TB measurements, "pseudo-observations" are generated using the same method as described in Hermozo et al. (2017b). They are simulated at 23.8 GHz and 31.4 GHz, similarly to the current bi-frequency radiometers on-board AltiKa or Envisat missions, and at 53.6 GHz, 157 GHz and 190 GHz. All-surface atmospheric profiles of temperature and specific humidity, as well as surface parameters from AROME or ECMWF analysis are used as input to the RTTOV radiative transfer model. For a given pseudo-observation at the various frequencies, TBs are simulated at all grid-cells under each measurement footprint. The latter are simulated by a Gaussian function. The diameter at -3 dB of the actual measurement footprint, defined in 4.1, is used as the Gaussian standard deviation value. Thus, the simulated footprints for each measurement are frequency-dependant. The resulting TBs at each frequency are obtained by averaging all simulated TBs within the measurement footprint, weighted by the corresponding simulated antenna pattern. Finally, a Gaussian white noise of 0.5 K standard deviation is applied to the resulting TBs, to better simulate the actual instrumental noise.

Over open sea areas, surface emissivity (named ε_{FASTEM} , hereafter) used to simulate the TBs is computed from the FASTEM emissivity model fed by fields of

model analysis surface skin temperature and 10 m wind. Over land, surface emissivity (named ε_{LAND}) is estimated using the method described in section 2)c. One can notice that as real nadir AMSU-A/MHS measurements are used to estimate ε_{LAND} at each assimilated frequency, this constrains the pseudo-measurements to be generated over the AMSU-A/MHS real passes. As for pseudo-measurements over coastal areas, they include the contribution of both land and open sea, using ε_{LAND} to simulate TBs over the land model grid-cells and ε_{FASTEM} to simulate TBs over the open sea ones within the measurement footprint.

The generated pseudo-observations are then combined to the 1D-Var model background, computed from 24h-forecasts, valid at the analysis date and time. The analysis atmospheric profiles and surface parameters used to simulate the pseudo-observations are used as a reference (the “true” atmospheric state), for the 1D-Var performance assessment.

2.3.1 Which surface emissivity over coastal areas ?

As actual AMSU-A and MHS measurements at 50.3 GHz and 89 GHz are used to compute land surface emissivity under the land model grid-cells within a mixed land/sea measurement, resulting emissivity includes the mixed contribution of both land and sea surfaces, and is thus under-estimated with respect to land emissivity estimated from a pure land measurement at 50.3 GHz or 89 GHz. Figure 4.6 (continuous line) shows land surface emissivity at 50.3 GHz computed at all land model grid-cells within the measurements footprints during June 2015, with respect to distance to coast. One can notice the decrease of land emissivity by when approaching towards the coastline, within the 0-50 km coastal band : measurements used to compute land emissivity are contaminated by open sea. It is reduced by more than 0.25 for measurements overlapping the coastline (with a 50% land fraction). As pseudo-observations are built using these under-estimated land emissivity estimates, retrievals from the 1D-Var will not be impacted by such an error on coastal land surface emissivity. However, a correction of coastal land emissivities is needed when assimilating real measurements over coastal areas, as the impact of an under-estimated emissivity on first guess TBs and on retrieved WTC under mixed land/opens ea measurements is significant.

We use the pseudo-observations to evaluate the impact on retrieved WTC of an error committed on land coastal emissivity. An artificial bias ranging between +/- 0.2 is applied on land coastal emissivity estimated from measured TBs at 50.3 GHz, and on 89 GHz independently, and retrieved WTC is compared to retrieved WTC with no bias on emissivity. An under-estimation of 0.2 on land coastal emissivity at 50.3 GHz results in an over-estimated retrieved WTC by almost 2 cm in average, for all coastal pseudo-measurements in the Med-area, regarding retrieved WTC with no bias on emissivity (not shown). In terms of retrieved WTC Root Mean Square Error (named RMSE, hereafter), this corresponds to an increase by 1.5 cm with respect to retrieved WTC RMSE with no bias on emissivity. The impact reaches a 0.5 cm retrieved WTC RMSE increase for a 0.1 under-estimation on land coastal emissivity. As emissivity is under-estimated, background TB is lower than background

TB simulated using emissivity with no bias, increasing the gap between “observed” and first guess TBs at low frequencies. To compensate this gap, retrieved TBs at low frequencies are increased with respect to background, resulting in high values of retrieved humidity and higher retrieved WTC. The impact of an error on emissivity at 89 GHz, on retrieved WTC, is however much lower than at 50.3 GHz, with a weak increase of retrieved WTC RMSE under 0.1 cm.

To correct for the under-estimated coastal land surface emissivity, emissivity computed from the inversion of the closest pure land TB measurement at 50.3 GHz (for low frequencies) and at 89 GHz (for high frequencies) is propagated over the land grid-cells under the mixed land/sea measurement. The corrected emissivity estimates at 50.3 GHz are shown in figure 4.6 (dashed line) with respect to distance to coast. Results show more realistic land emissivity values towards the coastline, with only a small decrease of 0.05 under measurements at 0 km from coast.

Thus, according to the sensitivity of the 1D-Var WTC retrievals to an error on land surface emissivity, the 0.05 error committed on emissivity in the coastal land areas will result in a weak systematic retrieved WTC error, of 0.2 cm.

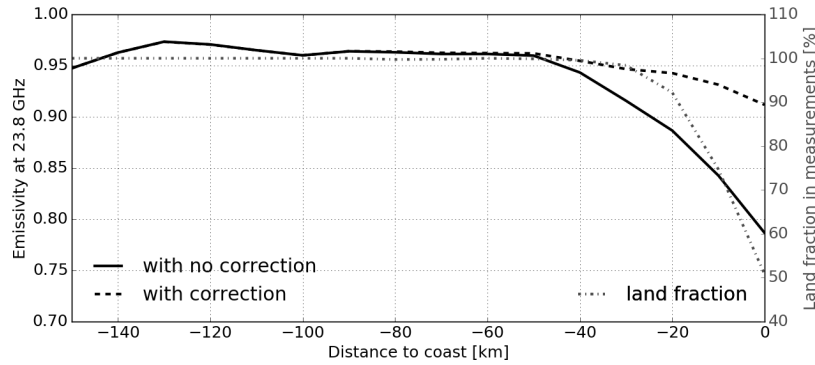


FIGURE 4.6 – Land surface emissivity at 23.8 GHz, estimated using TB measurements at 50.3 GHz at all model grid-cells within the measurements footprints, with respect to distance to coast, during June 2015 over the Med-area. Emissivity is either estimated directly from measured TBs (continuous black line) or by correcting coastal “contaminated” emissivity using the closest pure land emissivity estimates (dashed black line). Land fraction within the 23.8 GHz measurements footprints is also plotted (dash-dotted grey line).

2.3.2 Performance assessment of the 1D-Var over coastal areas

Two assimilation experiments are performed : 1) the “LF” experiment which consists of assimilating low frequency TB pseudo-observations at 23.8 GHz and 31.4 GHz ; 2) the “LF+HF” experiment, where high frequency pseudo-observations at 53.6 GHz, 157 GHz and 190 GHz are assimilated in addition to the previous low frequencies.

Figure 4.7 shows profiles of RMSE on background (continuous line, named $RMSE_{back}$

hereafter) and retrieved (dashed line, named $RMSE_{ret}$) specific humidity (a) and temperature (b), for the LF (red) and the LF+HF (blue) experiments, within ± 50 km from the coastline in the Med area, using AROME model data as the 1D-Var background (24-hour forecasts) and reference (analysis). The ± 50 km coastal band is chosen as it ensures all assimilated pseudo-measurements over both land and open sea surfaces, with land fractions ranging strictly between 0% and 100%. For both experiments, the assimilation of pseudo-observations over the coastal regions in the Med-area results in an overall improvement of retrieved profiles of specific humidity with respect to background (figure 4.7 (a)). Meanwhile, the impact on retrieved temperature profiles is much lower (figure 4.7 (b)), due to the low information content on atmospheric temperature of the LF and the LF+HF pseudo-observations, as the 53.6 GHz channel is the only temperature-sounding channel assimilated in the LF+HF. The improvement on retrieved profiles of specific humidity is mainly distributed within the two first kilometres of the troposphere, between the surface and 800 hPa. The impact of high frequencies on retrieved humidity is highlighted with a greater LF+HF $RMSE_{ret}$ decrease with respect to $RMSE_{back}$ in the first few kilometres of the troposphere, and the high frequency contribution increases with an increasing atmospheric pressure. For instance, LF+HF retrieved specific humidity $RMSE_{ret}$ is reduced by 8% of $RMSE_{back}$ at 800 hPa, and by 10% at 950 hPa (within the first km of the troposphere), against 5% and 6%, respectively, for LF retrieved humidity $RMSE_{ret}$. In the layers close to surface, for atmospheric pressure greater than 1000 hPa, the retrieved specific humidity error reduction is weaker, but the contribution of high frequency TB observations on the 1D-Var retrieved specific humidity is doubled, regarding statistics from the LF experiment.

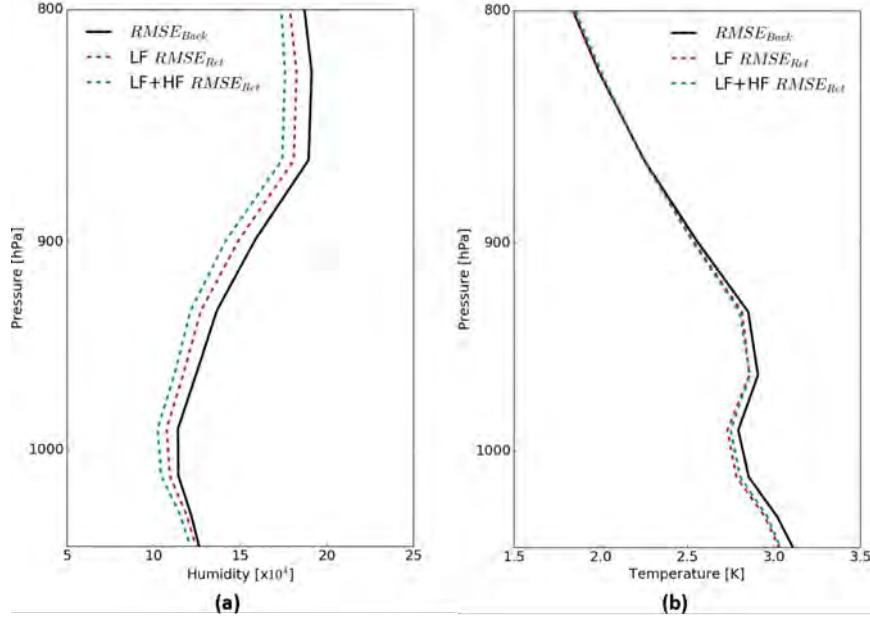


FIGURE 4.7 – Profiles of background (continuous lines) and retrieved (dotted lines) RMSE on specific humidity (a) and temperature (b), computed in June 2015 over the Med area using AROME 24-hour forecasts as 1D-Var background and the corresponding analysis as reference. Atmospheric profiles are retrieved either by assimilating LF TB observations at 23.8 GHz, 31.4 GHz (red lines) and LF+HF observations at 23.8 GHz, 31.4 GHz, 53.6 GHz, 157 GHz and 190 GHz (blue lines).

The use of ECMWF 24-hour forecasts as 1D-Var background information and the corresponding analysis as reference results in similar trends over the Med-area, as well as over the other areas of study in the SA- and the Aust-areas, even though each of these regions are characterized by contrasted atmospheric conditions. $RMSE_{back}$ and $RMSE_{ret}$ in all three areas simultaneously are shown in figure 4.8 for specific humidity (a) and temperature (b). Results also highlight the improved retrieved specific humidity regarding background, in the lower layers of the atmosphere, for both LF and LF+HF experiments, as well as the contribution of high frequency TB observations to reduce retrieved error with respect to background. Even though mean WTC in the SA- and the Aust-areas (8.5 cm in average) is only half the average WTC in the Med-area (14.5 cm in average), LF+HF $RMSE_{ret}$ is still reduced by 4% regarding $RMSE_{back}$ at 800 hPa and by 6% at 950 hPa, while LF $RMSE_{ret}$ is reduced by 2% and 3% at 800 hPa and 950 hPa, respectively. These results confirm the potential of the 1D-Var to retrieve specific humidity over various coastal areas and under different atmospheric conditions.

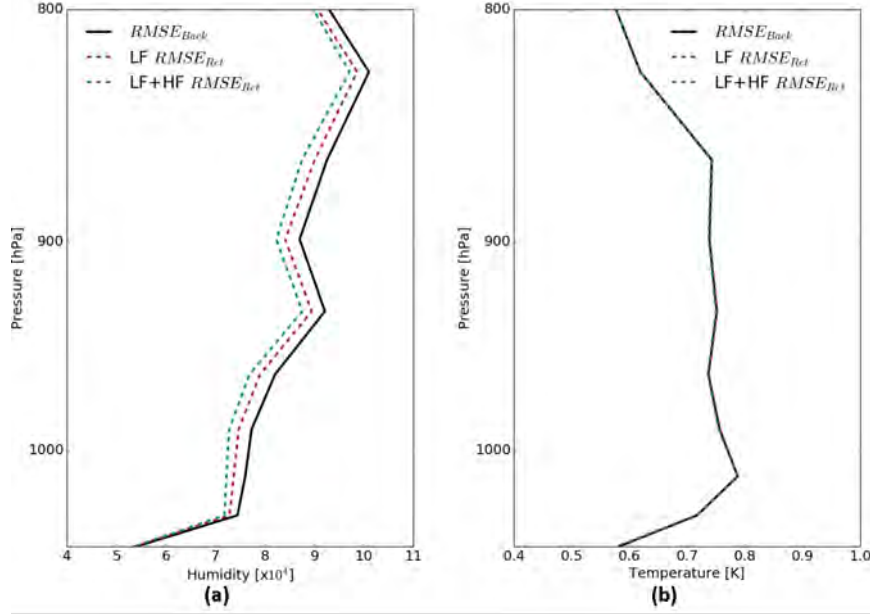


FIGURE 4.8 – Same as figure 4.7 using ECMWF 24-hour forecasts as 1D-Var background and the corresponding analysis as reference to assimilate Tb observations over the Med-, SA- and the Aust-areas.

One can notice that the background versus reference error statistics from ECMWF data (ECMWF 24-hour forecasts versus ECMWF analysis) are systematically lower than those from AROME model. This may be explained by the different horizontal resolutions of both model grids. As AROME is a high resolution model, humidity structures at small scales are generated in the 24h forecasts, but not necessarily at the correct location regarding the corresponding analysis. Conversely, humidity variations from the ECMWF model are much smoother, while they are less realistic. The point-to-point comparison of analysis versus 24h forecasts thus benefits from the smoothness of the model humidity data from ECMWF, and would tend to show higher scores for the AROME model data (Mahfouf (2017)).

The impact on retrieved WTC is pointed out in figure 4.9 and figure 4.10, in the different areas of studies using either atmospheric data from the AROME or ECMWF model. Figure 4.9 shows the mean differences (continuous lines) between background and reference WTC (in blue, named Δ_{back} hereafter), between LF retrieved and reference WTC (in brown, named $\Delta_{ret,LF}$), and between LF+HF retrieved and reference WTC (in yellow, named $\Delta_{ret,LFHF}$), with respect to distance to coast over both land (negative distances) and open sea surfaces (positive distances) in the Med-area, using AROME atmospheric data. The corresponding WTC $RMSE_{back}$ (blue dashed line, named $RMSE_{back}$), LF WTC $RMSE_{ret}$ (brown dashed line, named $RMSE_{ret,LF}$), and LF+HF $RMSE_{ret}$ (yellow dashed line, named $RMSE_{ret,LFHF}$) are also shown in figure 4.9. As a consequence of the contribution of high frequencies on retrieved specific humidity, error on retrieved WTC is also reduced when assimilating low and high frequency TB observations : for open sea

TB observations between 10 and 150 km, $RMSE_{ret,LFHF}$ is decreased by 20% of $RMSE_{back}$ while $RMSE_{ret,LF}$ is decrease by 14%. This corresponds to a retrieved LF+HF WTC error reduction of 5% to 6% of reference WTC, over both pure open sea and land-contaminated pseudo-TB observations. The stability of such statistics with respect to coastal distance reflects the potential of the 1D-Var to reach similar performances over both open ocean and coastal areas.

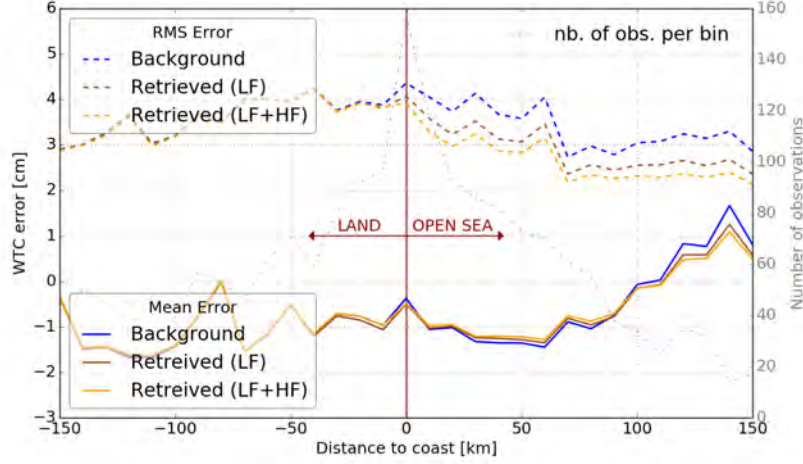


FIGURE 4.9 – Mean (continuous lines) and RMS (dashed lines) errors on background (blue) and retrieved (brown and yellow) WTC with respect to the distance of assimilated measurements to coast (from 0 to 150 km over open sea and from 0 to -150 km over land), over the Med-area. WTC is retrieved either assimilating LF pseudo-observations at 23.8 GHz and 31.4 GHz only (brown lines), or LF+HF pseudo-observations at 23.8 GHz, 31.4 GHz, 53.6 GHz, 157 GHz and 190 GHz. AROME atmospheric profiles and surface parameters from 24-hour forecasts are used as 1D-Var background and analysis data is used as reference. The number of observations per bin (dash-dotted line) is shown on the right y-axis.

Figure 4.10 shows the same results using the ECMWF global model and assimilating pseudo-observations over the Med-, the SA- and the Aust-areas. Similar conclusions can be made as for the contribution of high frequencies in the observation vector, over both open seas and coastal regions, within ± 50 km from the coastline. The coastal signal of mean retrieved minus reference WTC difference with respect to distance to coast is even weaker than when using the AROME model : for positive coastal distances (over open sea), while distance to coast decreases and land-contamination within pseudo-TB measurements increases, retrieved WTC remains close to reference WTC and mean difference remains between 0 and 0.2 cm (in absolute value). As for WTC error reduction, it is lower than when using the AROME model : LF+HF retrieved WTC error is reduced by 2% of reference WTC (averaged over all areas of study over open sea), for both open sea and land-contaminated pseudo-measurements. As WTC is low in average in the SA- and Aust-areas, total WTC RMSE reduction is only of 0.2 cm regarding background WTC RMSE. It reaches 0.5 cm in the Med-area only (not shown).

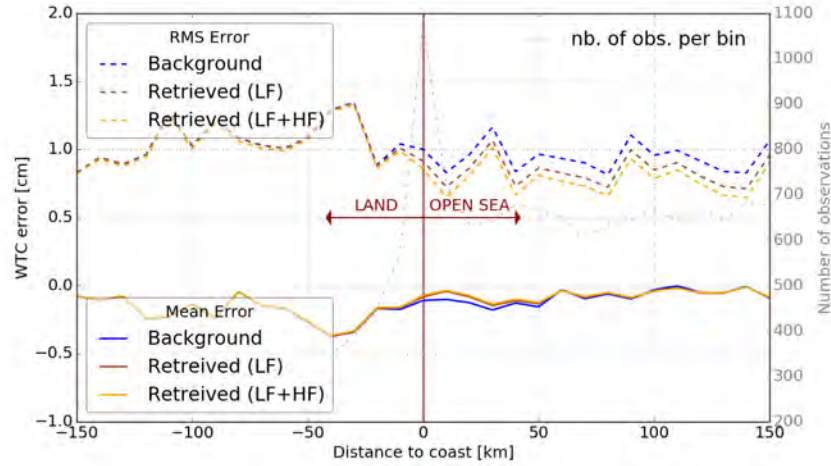


FIGURE 4.10 – Same as figure 4.9 using ECMWF 24-hour forecasts as 1D-Var background and the corresponding analysis as reference. Observations are assimilated over the Med-, SA- and Aust-areas.

Finally, one can note that a very low improvement of retrieved WTC over land, for coastal distances between 0 and -150 km. This weak impact of the 1D-Var over land is mainly explained by the fixed land surface emissivity, estimated from actual TB measurements at 50.3 GHz and 89 GHz (see section 2)c), and used to simulate TBs at each iteration of the minimization process. This highly constrains retrieved atmospheric profiles and surface parameters.

Results from this section highlight the potential of the 1D-Var to retrieve specific humidity and WTC with reduced errors with respect to reference, over both open seas and coastal areas, where land-contamination in the assimilated measurements usually increases the uncertainty in WTC estimated using classical algorithms. This improvement was shown in various areas of contrasted atmospheric conditions (dry areas in the winter season, temperate regions during summer), thanks to the use of atmospheric data from the ECMWF-IFS model. The additional high frequencies in the observation vector highly contribute to retrieved WTC error reduction with respect to background, especially in the coastal areas where error reduction is doubled regarding retrieved WTC error obtained by assimilating low frequency observations only. This is explained by the information content of high frequencies allowing to better describe atmospheric variability in complex areas such as coastal regions, as well of their higher spatial resolution enabling a finer description of the land/sea transition within the measurement footprint.

2.4 Impact of actual measurements on coastal 1D-Var retrieved WTC

The potential of the 1D-Var for coastal estimations of WTC is now tested on actual measurements. They are taken from the AMSU-A and MHS instruments to

generate a virtual radiometer, on-board a future hypothetical altimetry mission, such as Jason-CS. As both radiometers are cross scan instruments, nadir measurements are obtained by selecting one of the two pixels closest to nadir position. Both instruments are co-located, but MHS has a smaller inter-scan distance than AMSU-A, so MHS measurements are under-sampled over AMSU-A measurements. The extrapolation of AMSU-A measurements over MHS measurements would have allowed a higher sampling of measurements along the virtual-radiometer track, but it would have encouraged observational errors related to land contamination in the over-sampled AMSU-A measurements near coast.

2.4.1 Use of atmospheric data from the global ECMWF model

For a global analysis of the potential of the 1D-Var to retrieve WTC over coastal areas using actual measurements, we use 24h forecasts from the global low-resolution ECMWF model as 1D-Var background information. Clear-sky TB observations are assimilated at low and high frequency channels at 23.8 GHz, 31.4 GHz, 53.6 GHz, 157 GHz and 190 GHz over the OE-, the SA- and the Aust-areas all shown in figure 4.3. Cloudy situations are screened out using standard deviation of the observed minus first guess TB distribution, at each assimilated frequency. As the reference for the 1D-Var performance assessment, we use WTC estimates available from the GDR products. These estimates, named $WTC_{GDR,Ref}$ hereafter, seem a more appropriate reference than WTC derived from atmospheric profiles and surface parameters from ECMWF analysis, corresponding to the 24h forecasts. $WTC_{GDR,Ref}$ are currently used as reference WTC for multi-mission inter-comparison and for performance assessments of coastal WTC retrieval methods (Brown (2010)). Even though $WTC_{GDR,Ref}$ estimates are derived from ECMWF analysis, their horizontal sampling is different (a Gaussian grid is used to infer $WTC_{GDR,Ref}$). This results in a systematic bias of 0.2 cm, between the 1D-Var background WTC and $WTC_{GDR,Ref}$, which is thus corrected.

2.4.1.1 Regional analysis

The spatial distribution of retrieved minus background and retrieved minus reference WTC are analysed in the different areas of study in June 2015. Figure 4.11 shows the latter statistics over the EO-area ((a) and (b), respectively), computed in 2° latitude by 2° longitude boxes. The difference between retrieved and background WTC RMSE with respect to reference is also computed in panel (c). The same statistics are shown over the SA-area in figure 4.12. Results for the Aust-area, characterized by atmospheric conditions very similar to the SA-area, are not shown here.

Panels (a) from figure 4.11 and figure 4.12 underline the lower retrieved WTC than background WTC (of around 0.5 cm) over the Atlantic Ocean and the Mediterranean Sea in the OE-area, as well as along the East coast of Argentina in the SA-area. Such an impact of the 1D-Var on background WTC results in lower retrieved minus reference WTC differences (lower than 0.5 cm), in these areas. This is clearly identified in the Mediterranean Sea, for instance, including in the coastal areas. In this region, retrieved WTC RMSE is reduced by 1% to 2.5% of reference

WTC, regarding background. The land-contamination within the assimilated coastal measurements does not seem to degrade retrieved WTC, as RMSE difference between background and retrieved WTC shows continuous values over ocean/land interface. One can notice the systematic positive bias between retrieved and reference WTC in the OE- and the SA-areas over land, with maximum differences over mountainous regions in Europe, North Africa and South America. A similar bias occurs in the background minus reference WTC distribution (not shown here). Thus, this bias may originate from the different discretization between the regular 0.25° by 0.25° horizontal grid, used to compute background WTC from 24h forecast atmospheric profiles and surface parameters, and the Gaussian grid used to estimate $WTC_{GDR,Ref}$. However, this bias hardly impacts the 1D-Var retrieved WTC, as values of WTC RMSE difference between background and retrievals are close to 0 (see panels (c), figure 4.11 ; figure 4.12).

However, results also point out the limits of the 1D-Var approach over complex heterogeneous coastal surfaces, such as over the South-Chilean coastline, formed of peninsulas, straits and isthmus, with discontinuous and angular coastlines. In this region, the 1D-Var retrieved WTC is over-estimated with respect to background by 0.5 to 1 cm. This increases the gap between retrieved and reference WTC. Thus, retrieved WTC RMSE is increased by 3% of reference WTC, regarding background WTC RMSE (orange and red grid cells in figure 4.12 (c)). This is mainly due to the inaccurate surface emissivity estimated from measurements at 50.3 GHz and 89 GHz. In such areas, it remains a difficult task to estimate surface emissivity accurately, considering the very variable surface cover and the coarse resolution of both the measurements and model.

Finally, one should keep in mind the low number of measurements in each 2° by 2° grid cells (maximum 30 measurements, not shown here). Thus, statistics should be taken with great care. The results shown in figures 4.11 and 4.12 mainly give qualitative information.

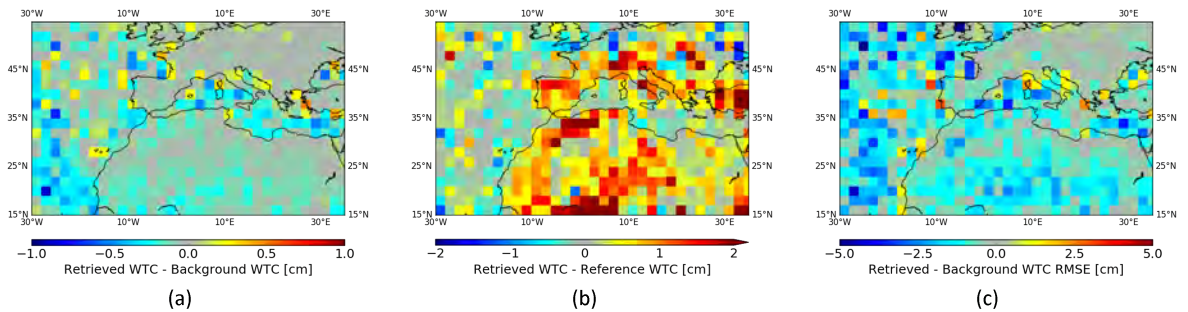


FIGURE 4.11 – 1D-Var retrieved minus background WTC (a) ; retrieved minus reference WTC (b), and retrieved minus background WTC RMS error with respect to reference WTC (c), computed over the OE-area during June 2015, and averaged in 2° latitude by 2° longitude grid cells.

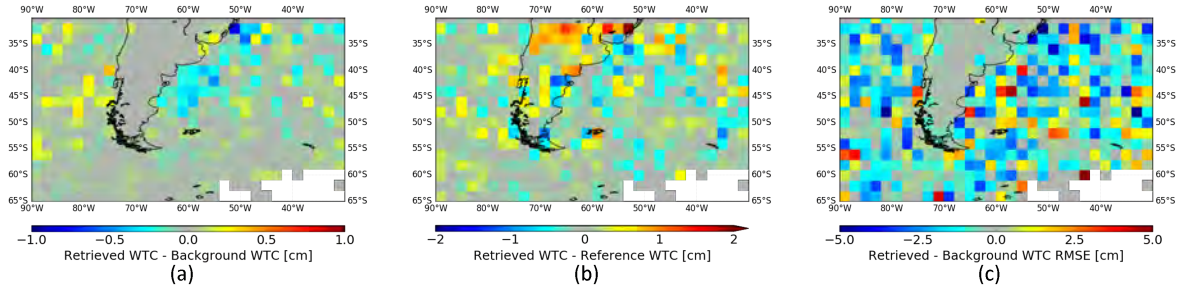


FIGURE 4.12 – Same as figure 4.11 over the SA-area.

2.4.1.2 Global analysis

In this subsection, the global impact of coastal distance of the assimilated measurements on retrieved WTC is evaluated. The mean (continuous lines) and RMS (dashed lines) errors, between background and reference WTC (in blue), and between retrieved and reference WTC (in yellow), with respect to coastal distance, is analysed in figure 4.13. These results include ocean surfaces over the OE-, the SA- and the Aust-areas simultaneously. Mean background and retrieved WTC errors are named Δ_{back} and $\Delta_{ret,LFHF}$, respectively, and background and retrieved WTC RMS errors are named $RMSE_{back}$ and $RMSE_{ret,LFHF}$, respectively. The -3 dB low frequency (at 48 km) and high frequency (at 17 km) measurement footprint diameters are marked with a red line : under these distances, land-contamination is present either within the low frequency measurements only, or within both low and high frequency measurements, respectively.

This figure points out the improved retrieved WTC with respect to background, not only over pure open sea measurements (from 50 to 150 km), but also over land-contaminated low frequency measurements, located between the [17km ; 48 km] band from the coastline. $\Delta_{ret,LFHF}$ and $RMSE_{ret,LFHF}$ show lower values than Δ_{back} and $RMSE_{back}$, respectively. Thus, the contamination by land of the low frequency assimilated measurements only does not degrade retrieved WTC. However, improvements to reach an accurate description of the surface temperature and emissivity are needed. Even though retrieved WTC is not necessarily degraded in the 0-60 km coastal band, land contamination in the measurement footprint appears from 60 km to the coastline, with an increase of $\Delta_{ret,LFHF}$ and $RMSE_{ret,LFHF}$. This results in a degradation of retrieved WTC regarding background when both low and high frequency measurements are contaminated by land (between 0 km and the 17-km threshold). The main causes of this degradation come from a bad estimation of coastal surface emissivity within land-contaminated low and high frequency measurements. This is partly related to the low resolution of the ECMWF model : land sea mask, surface temperature and surface emissivity at model grid cells are not continuous and vary brutally within low and high frequency measurement footprints (see figure 4.5). In addition to this, surface information from very few ECMWF model grid cells is accounted for, to assimilate high frequency measurements.

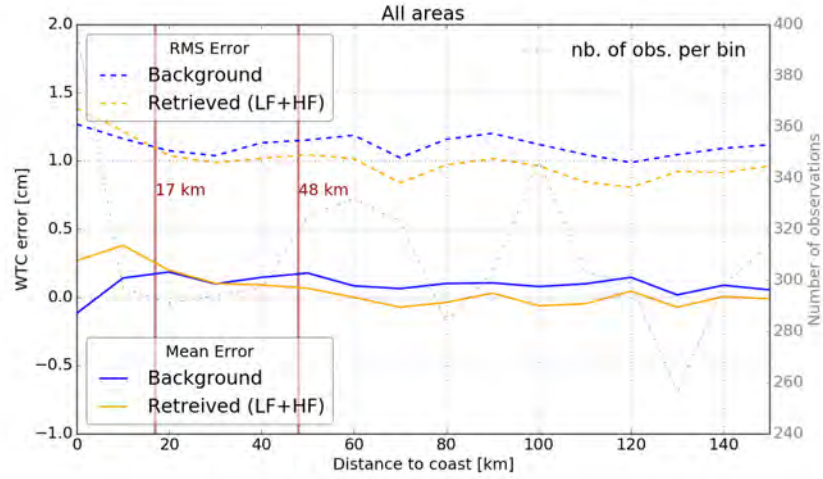


FIGURE 4.13 – Mean (continuous lines) and RMS (dashed lines) errors on background (blue) and retrieved (yellow) WTC with respect to the distance of assimilated measurements to coast, over open sea, over the OE-, the SA- and the Aust-areas. ECMWF atmospheric profiles and surface parameters from 24-hour forecasts are used as 1D-Var background and model WTC from the GDR database is used as reference. The number of observations per bin (dash-dotted line) is shown on the right y-axis.

2.4.2 Use of atmospheric data from the AROME high-resolution model

In this section, the high horizontal resolution of the AROME atmospheric and surface fields is exploited in the 1D-Var to retrieve WTC over different coastal areas in the Med-area. As shown in figure 4.5, the 2.5 km spatial resolution of the AROME model grid-cells are about 10 times higher than the measurements resolution at -3 dB. This allows a finer description of the atmospheric and surface variability within each measurement footprint. Thus surface emissivity and surface temperature used as background may be more consistent to the assimilated measurements. In addition to the resolution aspects, AROME analysis atmospheric profiles and surface parameters seem to be more accurate estimates of the atmospheric state, than analysis from the ECMWF model, over coastal areas : additional measurements are assimilated in the operational AROME 4D-Var scheme, such as wind and precipitation data from Doppler radars for instance. They contribute to better constrain the atmosphere over heterogeneous surfaces and in areas of high atmospheric variability.

The availability of the AROME model, over June 2015 only, and the varied coastal configurations of the radiometer tracks over the Med-area, prevents us from a global statistical performance assessment of the 1D-Var for coastal WTC retrievals. Thus, selected case studies are analysed instead in the following, and point out the potential benefits and limits of the 1D-Var approach in different restricted coastal regions.

The first case study is analysed for a radiometer track perpendicular to the coast-

line, as illustrated in figure 4.14 (a). Observed and first guess TBs at 23.8 GHz along the radiometer track are shown in figure 4.15 (a). A correction of coastal surface emissivity under the mixed land/sea measurements, using the method described in section 2.3.1, is applied to generate first guess TBs. Thus, both first guess TBs with and without this correction are illustrated in dashed and continuous red lines, respectively. Figure 4.15 (b) shows the corresponding retrieved WTC, with or without applying the coastal emissivity correction. Land fraction within the 23.8 GHz measurement footprints is also plotted (grey dashed line).

With no correction of coastal emissivity, one can notice a significant gap between observed and first guess TBs at 23.8 GHz and 31.4 GHz (not shown at the latter frequency), reaching more than 20 K for land fractions greater and less than 0% and 100%, respectively. The correction of coastal emissivity reduces the observed minus first guess TB difference at 23.8 GHz, which shows more realistic values of a few K only. Consequently, retrieved WTC values are more realistic towards the coastline, when using the emissivity correction method (dashed lines in figure 4.15 (b)). In addition to this, retrieved WTC difference with respect to reference WTC is lower than the background minus reference WTC over the coast, for measurements with 80% land fraction. This demonstrates the improvement of retrieved WTC using the coastal emissivity correction method.

However, the limits of this method are underlined in the other case studies. They focus on radiometer tracks passing over and island, heterogeneous coastal regions, or being tangent to the coastline. Such situations are shown in figure 4.14 (b) and (c), and are named case study no 2 and 3, respectively. Figure 4.16 is related to case study no 2 and figure 4.17 to case study no 3. In case study no 2, land-contamination in the assimilated measurements occurs over the island of Minorca. This impacts observed TBs, mainly at low frequencies. TBs are increased together with the land fraction, from 0% to 20%, around 40° latitude. For this configuration, the impact of the coastal emissivity correction is highlighted on both background TBs and retrieved WTC. The latter seems closer to reference WTC, regarding background WTC, when applying the coastal correction of emissivity.

However, this situation needs to be interpreted with care as the under-estimated emissivity, initially estimated from land-contaminated TB measurements at 50.3 GHz and 89 GHz, is replaced by a higher emissivity estimate from a farther land surface in the South-East of France. The difference between both surfaces may lead to contrasting emissivity values, as land surface emissivity is highly sensitive to the surface cover, surface humidity and temperature (Karbou et al. (2005a)). This in turn could result in erroneous retrieved WTC over the island of Minorca. This issue is illustrated in the same case study, for measurements crossing the French coastline at 43° latitude. While "no correction"-retrieved WTC shows consistent values with respect to reference over the coastal interface (figure 4.16 (b), continuous line), "correction"-retrieved WTC seems under-estimated by 0.5 cm. Emissivity propagated from the closest pure land measurement seems to be inconsistent with the coastal measured TBs, and over-estimated, as it is taken over a mountainous sur-

face in the Alps. Thus, the high variability of the land surface, changing from plain to mountainous surfaces, should also be accounted for to accurately correct coastal surface emissivity.

The complex variations of surface emissivity over land surfaces are also illustrated in case study number 3, for a radiometer track tangent to the coastline in the Bay of Biscay, between latitudes 42° N and 46° N (figure 4.14 (c)). In this configuration, land fraction within low frequency measurements ranges between 40% and 100%. Figure 4.17 (b) shows a significant gap reaching 40 K between observed and first guess TBs at 23.8 GHz in this area, and similar values are obtained at 31.4 GHz (not shown). These differences clearly reflect the erroneous coastal surface emissivity used to simulated first guess TBs, including at high frequencies. Consequently, retrieved WTC along the tangent track reaches inconsistent values, over-estimated by almost 8 cm. The coastal emissivity correction does not help improving retrieved WTC : the physical consistency of the method is questionable, in this specific coastal configuration.

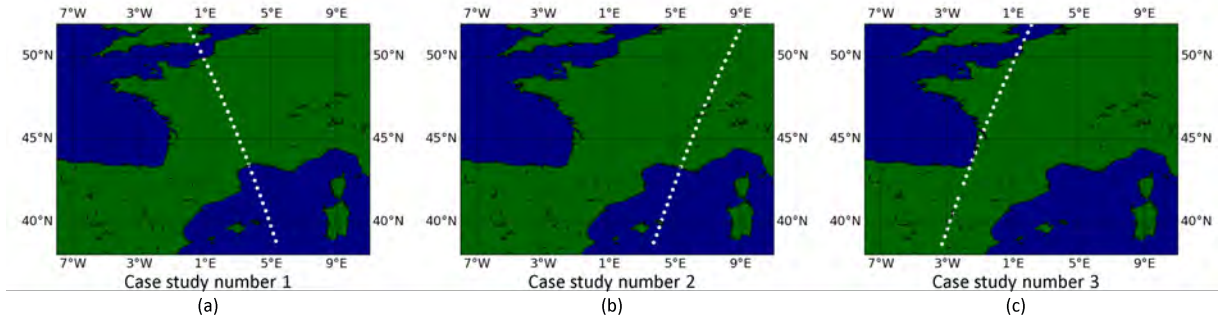


FIGURE 4.14 – Field of land sea mask from the AROME NWP model and location of the radiometer tracks in the different case studies using the AROME model to retrieve WTC over coastal areas in June, 21st (a), 27th (b), and 16th (c), 2015 in the Med-area.

Case study number 1

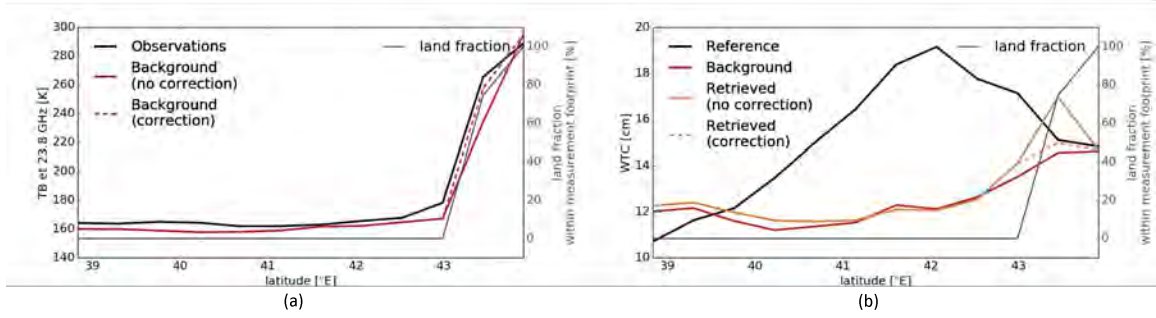


FIGURE 4.15 – (a) Observed (black line) and first guess TBs (red lines) at 23.8 GHz, with or without applying the coastal emissivity correction method (dashed and continuous lines, respectively); and (b) reference (black line), background (red line) and retrieved WTC with or without applying the coastal emissivity correction (dashed and continuous orange lines, respectively), along the radiometer track on figure 4.14 (a). Land fraction within 23.8 GHz measurements is also plotted (grey continuous line).

Case study number 2

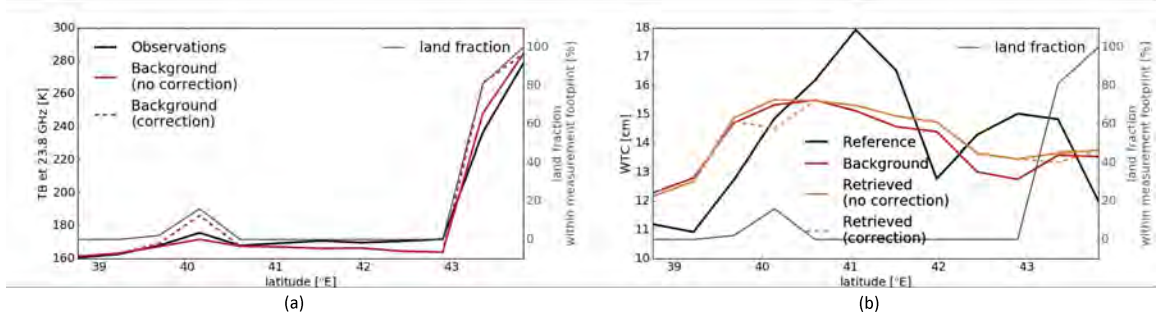


FIGURE 4.16 – Same as figure 4.15, along the radiometer track on figure 4.14 (b).

Case study number 3

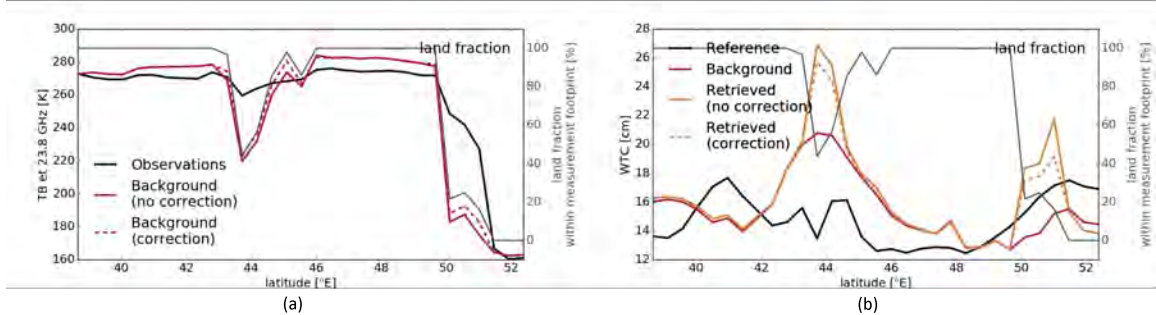


FIGURE 4.17 – Same as figure 4.15, along the radiometer track on figure 4.14 (c).

2.5 Discussion

While ECMWF model grid-cells have similar scales to the assimilated observations resolution, the high resolution of the AROME model enables a much finer

description of the atmospheric and surface variability within the measurement footprints. This aspect was exploited in section 2.4.2, especially to refine the estimation of surface emissivity under land-contaminated measurements. For coastal radiometer tracks crossing the coastline perpendicularly and relatively homogeneous land surfaces, this dynamic coastal emissivity correction method is shown to contribute to improved retrieved WTC, with respect to background. The impact of this emissivity correction method is much weaker when using atmospheric and surface data from the ECMWF low-resolution model, as too few model grid cells contribute within the measurement footprints, especially at high frequencies.

However, WTC retrievals using the ECMWF model as 1D-Var background still show an overall good performance over the various coastal areas. Results shown in section 2.4.1 are promising, as they demonstrate the potential of the 1D-Var to retrieve WTC with reduced errors regarding model background, even when assimilating low frequency land-contaminated measurements. This extends the validity of retrieved WTC in coastal areas, to a limit closer to the coastline : instead of retrieving contaminated WTC from 50 km to the coast, as classical WTC estimation algorithms, WTC is degraded closer to the coastline, at 20 km.

To evaluate the contribution of the 1D-Var approach for coastal WTC estimations, regarding classical methods, 1D-Var retrieved WTC, named WTC_{1DVar} hereafter, is compared to WTC estimated using a neural network algorithm, named WTC_{NN} in the following. A pure empirical approach is applied for the neural network. Likely to Picard et al. (2015), a database is built from measured TBs over ocean and land, and WTC estimated from ECMWF atmospheric profiles and surface variables (co-located to TB measurements in time and space). Over ocean, the performance of this approach is known to be higher than a pure ECMWF WTC, but worse than a semi-empirical neural network solution based on simulated TBs (Obligis et al. (2009); Picard et al. (2015)). On the one hand, the limit of the physical scales resolved by the model is about 100 km and on the other hand, the spatial resolution of the measurements range between 20 km and 50 km. Thus, compared to the ECMWF WTC, the retrieved WTC with a pure empirical approach will benefit from the small scales of the observations. However, it will suffer from the inconsistency between the land-contaminated TB observations and the reference ECMWF WTC during the learning step, on the contrary to a semi-empirical approach for which observations and reference have the same physical content. Still, in this latter case, the land contamination of the TB observations directly impact the performances, as the neural network's learning database is formed of a pure ocean statistical population of TBs. As the ECMWF WTC is not particularly sensitive to the nature of the surface coverage (land or ocean, other than geophysical effects), the empirical neural network is able to distinguish between the two statistical populations of TB measurements, contrasted over land and open seas. This leads to significantly improve the performance of the retrieved WTC over coastal areas, compared to retrieved WTC using a semi-empirical neural network (Picard et al. (2017)).

The comparison between both approaches is shown in figure 4.18. Mean WTC_{1DVar}

and WTC_{NN} differences with respect to reference WTC are shown in continuous yellow and brown lines, respectively. The corresponding WTC_{1DVar} and WTC_{NN} RMS errors are plotted in dashed lines. Statistics are shown with respect to coastal distance of all measurements over open seas in the OE-, the SA- and the Aust-areas, ranging between 0 and 150 km. By construction of the empirical approach, we first notice the weak coastal signal of mean WTC_{NN} minus reference WTC, with steady values close to 0 cm, with respect to coastal distance. However, WTC_{NN} RMS error reaches higher values than WTC_{1DVar} RMS error within the 0-60 km coastal band, including within 17 km and 48 km from the coast, where only low frequency measurements are land-contaminated. Unlikely to WTC_{1DVar} RMS error, remaining under 1.5 cm for both pure open sea and coastal measurements, WTC_{NN} RMS error increases by more than 2 cm for measurements between 0 and 10 km from the coastline. In addition to the increased WTC_{NN} RMS error in all areas, performance of the neural network algorithm is even more degraded over the SA- and the Aust-areas, studied separately (not shown). The specific atmospheric conditions in these coastal areas (humidity twice as low as in the OE-area, and highly variable over the land/sea interface) are only poorly represented in the learning database used for the empirical approach. Thus, WTC_{NN} minus reference WTC results in a sudden 0.5 cm to 1 cm increase within the 0-20 km coastal band, while WTC_{1DVar} minus reference WTC remains under 0.5 cm (not shown).

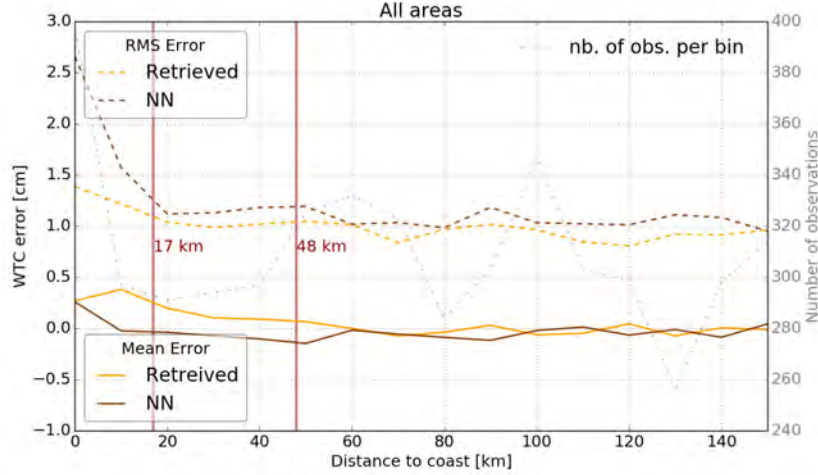


FIGURE 4.18 – Mean (continuous lines) and RMS (dashed lines) errors on WTC_{1DVar} (yellow) and WTC_{NN} (brown) estimated from an empirical approach, with respect to coastal distance of oceanic measurements, between 0 and 150 km from the coastline, over the OE-, the SA-, and the Aust-areas. ECMWF atmospheric profiles and surface parameters from 24-hour forecasts are used as 1D-Var background and as inputs to the empirical approach neural network database. ECMWF WTC from the GDR database is used as reference for both estimates. The number of observations per bin (dash-dotted line) is shown on the right y-axis.

This comparison highlights the benefits of using a geophysical approach, instead of a statistical one, to retrieve WTC over complex areas such as coastal interfaces. Accounting for the atmospheric and surface variability within the measurements

environment enables the estimation of WTC with less variability in coastal areas, as each observation (at the various frequencies) are treated independently in the 1D-Var approach.

2.6 Conclusions

This study aims to evaluate the potential use of a one-dimensional variational approach to retrieve WTC over land/open sea transition surfaces, for clear-sky conditions. In continuity to the use of the 1D-Var to retrieve clear-sky WTC over global ocean (Hermozo et al. (2017b)), the same 1D-Var tool, initially provided by the NWPSAF, is adapted to account for surface properties over heterogeneous surfaces, and for land-contamination of coastal passive microwave measurements from radiometers on-board current and future altimetry missions. In this study, classical low frequency measurements are assimilated at 23.8 GHz and 31.4 GHz, and are similar to bi-frequency radiometers on-board AltiKa or Envisat missions. In addition to this configuration, higher frequency measurements are also assimilated at 53.6 GHz, 157 GHz and 190 GHz, and the surface information content of 50.3 GHz and 89 GHz channels is exploited. These frequencies are typical to radiometers on-board future altimetry missions, such as the Jason-CS/Sentinel-6 mission. To simulate this altimeter-coupled radiometer, we used near-nadir measurements from both the AMSU-A temperature and MHS humidity sounding radiometers on-board NOAA-18.

This study primarily demonstrates the high contribution of the 50.3 GHz and 89 GHz channels, used to dynamically retrieve land and coastal surface emissivity under assimilated measurements at low and high frequencies. The analysis of the estimated emissivity under coastal measurements is also performed and leads to the use of a specific coastal emissivity correction method, for the assimilation of actual TB measurements at both low and high frequencies. The contribution of this emissivity correction method is highlighted using atmospheric data from a high-resolution NWP model, as 1D-Var background.

For a thorough performance assessment of the 1D-Var approach over various coastal areas, "pseudo-TB" observations are first assimilated in the 1D-Var. Impact studies are performed over different areas of study, characterized by contrasted atmospheric conditions (dry areas in the high latitude band during the Winter season, and temperate areas in Europe during Summer). The study over various areas is possible using atmospheric and surface information from the global ECMWF NWP model. Data from the high-resolution AROME model, centred over the Mediterranean Sea, is also used for a finer performance assessment of the 1D-Var approach, by better accounting for atmospheric and surface variability within in the measurement footprints. Using both models independently, the various impact studies mainly underline the overall improvement of retrieved WTC, assimilating low, and low plus high frequency pseudo-TB measurements, over both coastal and pure oceanic areas. The contribution of high frequencies is also underlined on retrieved profiles of specific humidity and estimated WTC. They contribute to reducing retrieved WTC RMS

error by a factor of 1.5, regarding retrieved WTC RMS error assimilating only low frequencies. Low and high frequency retrieved WTC RMS error is reduced by 5% to 6% of reference WTC, with respect to background WTC RMS error over open seas and coastal areas around France and the Mediterranean Sea. These results underline the potential of the 1D-Var to retrieve WTC over both open seas and coastal areas with similar performances. Note that over land, the 1D-Var has almost no impact on retrieved WTC due to the fixed land surface emissivity during the minimization process.

Actual measurements were also used to evaluate the potential benefits and limits of the 1D-Var approach to retrieve coastal WTC. The 1D-Var approach performance is first evaluated over different areas of study using atmospheric and surface data from the ECMWF model. This analysis highlights the overall physical consistency of the 1D-Var WTC retrievals over the various coastal areas, and the weak coastal signal of retrieved minus background RMS error. The evaluation of the impact of coastal distance of the assimilated measurements shows weak RMS errors of retrieved WTC, remaining under 0.5 cm over open seas and under 1.5 cm in the 0 km-50 km coastal band. Retrieved WTC is improved with respect to background WTC within the 20 km-50 km coastal area, for land-contaminated low frequency TB measurements and pure oceanic high frequency measurements assimilated in the 1D-Var. It is however degraded within the 0 km-20 km coastal band. This point highlights the need to further improve the 1D-Var parametrization and coastal emissivity estimation, for the assimilation of land-contaminated high frequency TB observations.

A comparison of 1D-Var retrieved WTC with WTC estimated using a classical empirical approach, based on a neural network algorithm learning over all open sea and coastal surfaces, is also performed. Results show the overall agreement between both methods over open seas (above 60 km from the coast). Over coastal areas, the empirical approach-retrieved WTC RMS error is increased by 2 cm to 3 cm, while the 1D-Var retrieved WTC RMS error remains under 1.5 cm. These results underline the potential of a geophysical approach (1D-Var) to retrieve consistent WTC over heterogeneous land/sea surfaces, by accounting for the land-contamination in the assimilated TB measurements, using a dynamical coastal emissivity estimation method.

Finally, case studies are analysed to perform a finer evaluation of the 1D-Var performance and limits over coastal areas, using the AROME high-resolution model. Various coastal areas are studied in the Mediterranean area. In addition to better account for atmospheric and surface variability within the measurement footprints, this model enables the use of a high-resolution land sea mask, which favours the accurate definition of surface emissivity within a land-contaminated measurement footprint. For a perpendicular radiometer track to the coast line and a homogeneous land surface near coasts, the fine description of surface emissivity under land-contaminated measurements contributes to improving retrieved coastal WTC regarding background WTC. Meanwhile, the emissivity estimation method over land has limits over heterogeneous coastal land surfaces, and prevents from retrieving

consistent WTC. This is due to the highly variable surface emissivity with the type of surface cover, as well as surface moisture and surface temperature. This points out the need to improve the emissivity estimation method over the coastal areas, as the validity of the dynamic coastal emissivity estimation method is questionable for complex geometries of the coastline and heterogeneous land surfaces.

While the short time period of study prevents to clearly quantify the contribution of the AROME high-resolution model, with respect to the ECMWF model, on retrieved WTC, a main improvement is still pointed out. It consists in improving the emissivity estimation method to better account for land contamination of assimilated TB measurements in heterogeneous coastal areas. While emissivity is relatively homogeneous over open seas, it is highly variable in time and space over heterogeneous land surfaces, as emissivity is very sensitive to the surface state, its surface roughness, temperature and humidity. The adjustment of land and coastal emissivity during the 1D-Var minimization process, would help to better constrain the surface under mixed land/sea measurements. The study lead by Boukabara et al. (2011) meets these needs and allows the 1D-Var retrieval of various integrated parameters over different surfaces (ocean, land and ice) with reduced uncertainties, by including surface emissivity in the control variables. A thorough analysis of the variations of emissivity over land, and of the inter-dependence with other atmospheric parameters, would allow to define a regional error covariance matrix on emissivity, to better constrain is during the 1D-Var process.

The results obtained in this study, and the potential of the 1D-Var to retrieve WTC in regions of complex atmosphere over open ocean (Hermozo et al. (2017b)) lead towards extending the use of the 1D-Var approach to retrieve WTC over other heterogeneous surfaces. Among then, sea ice/open sea transition areas are very often let aside, due to the complexity of such surfaces. Despite the high variability of land surface emissivity, studies have shown the high quality of land emissivity estimation methods (Karbou et al. (2005a) ; (2005b) ; Karbou et al. (2010a) ; (2010b)) and their benefits for atmospheric retrievals over land in operational NWP assimilation schemes. However, the issue is more complex over sea ice, due to the high variability in time and space of the ice surface state and its ice layers, and to the poor number of *in-situ* measurements in polar regions. Accurate surface emissivity estimates are needed to retrieve consistent WTC over the transition area. For this, a fine characterization of the sea ice surface at the sea ice/open sea interface is needed. Hermozo et al. (2017a) showed the potential of the combination of emissivity and TB parameters at different frequencies, similar to the ones used in this article, using different surface assumptions, to provide information on the sea ice/open sea limit, as well as on the sea ice surface state (roughness, humidity, due to atmospheric conditions) and type (thickness and age of the ice). These parameters would be applicable to current and future altimeters and would allow a dynamic characterization of the seas-ice/open sea delimitation and estimation of emissivity over sea ice.

3 Vers une exploitation plus fine des émissivités de surface sur les surfaces hétérogènes

Les analyses menées à travers l'article ci-dessus montrent le potentiel de l'approche 1D-Var pour estimer la correction troposphérique humide sur les surfaces hétérogènes, dans les régions côtières. Plus particulièrement, elle permet de tenir compte de la contamination des mesures de température de brillance, par la présence de terre dans la tache au sol, grâce à une description fine de la surface, notamment de son émissivité et sa température. La description de l'émissivité de surface est basée sur une estimation dynamique des émissivités sur terre, en exploitant la sensibilité à la surface de canaux particuliers, à 50.3 GHz et 89 GHz, à bord d'un radiomètre typique des missions altimétriques futures. La température de surface figure quant à elle parmi les variables de contrôle du 1D-Var. Elle est donc ajustée lors du processus de minimisation, selon des contraintes fixes, quel que soit le type de surface sous les mesures assimilées.

Bien que la méthode d'estimation de l'émissivité permette d'améliorer la correction troposphérique humide restituée par le 1D-Var dans les régions côtières, l'article soulève les limites de cette méthode, dans le cas de surfaces fortement hétérogènes, aux interfaces côtières complexes. Relativement homogène sur les surfaces océaniques, l'émissivité est fortement variable sur les surfaces continentales, à la fois en temps et en espace. En effet, l'émissivité est particulièrement sensible aux variations de l'occupation du sol et de l'état de la surface. Elle est de ce fait très variable dans les zones de relief, ou dans d'autres régions côtières hétérogènes (alternance de zones forestières, de champs, de marécages). A l'approche de telles surfaces côtières, contaminant les mesures de températures de brillance océaniques proches de la côte, la validité de l'émissivité estimée à partir des mesures de température de brillance à 50.3 GHz ou à 89 GHz est donc remise en question. La correction troposphérique humide restituée est par conséquent incertaine, et montre des valeurs incohérentes à l'approche de la côte.

La température de surface est également très variable selon le type de surface et la couverture du sol. Par ailleurs, le cycle diurne contribue fortement aux variations, sans parler de l'humidité du sol, dépendant elles-mêmes des conditions météorologiques. Ces variations sont également plus rapides sur terre, que sur mer. En outre, une erreur sur la température de surface impacte fortement l'émissivité, et ainsi la correction troposphérique humide restituée. L'approche exploitée dans l'article ci-dessus ne permet pas d'exploiter de telles variations de la température de surface. D'une part, cette information est contrainte par la résolution du modèle de PNT utilisé en ébauche (la faible résolution du modèle ECMWF induit des discontinuités sur la température de surface aux interfaces côtières). D'autre part, l'ajustement de la température de surface peut être insuffisant, dans le cas de régions côtières hétérogènes, où les variations de température de surface sont fortes. Enfin, l'inter-dépendance entre la température et l'émissivité de surface, lors de l'assimilation de mesures proches de surfaces continentales hétérogènes, n'est pas exploitée. L'émissivité étant alors fixée à chaque itération du processus de minimisation, la

température de surface ajustée, ainsi que les autres paramètres atmosphériques, n'y contribuent pas.

On pourra alors considérer, comme perspective majeure à cet article, l'ajustement des émissivités de surface, lors du processus de minimisation du 1D-Var. Celle-ci serait donc incluse parmi les variables de contrôle du 1D-Var. Cette approche implique la définition de contraintes sur l'émissivité, définies par une matrice de covariances d'erreurs, variables selon le type de surface et les fréquences des mesures assimilées. Pour cela, une analyse statistique fine des variations des émissivités de surface sur terre s'avère indispensable. Elle devra nécessairement être complétée par l'analyse des inter-dépendances de l'émissivité aux différentes fréquences d'une part, et par rapport aux variables atmosphériques (selon le niveau de pression) et de surface (comme la température) d'autre part. Ces analyses permettront de caractériser le type de surface continentale côtière, et ainsi de définir des contraintes régionales sur l'émissivité, cohérentes avec la physique de la surface.

Une méthode similaire dont on pourra s'inspirer est décrite par Boukabara et al. (2011). Ce dernier développe un outil 1D-Var pour restituer les paramètres atmosphériques et de surface sur différents types de surface (océanique, continentale, incluant des surfaces neigeuses ou de glace). Les mesures de température de brillance des instruments AMSU-A/MHS sont assimilées dans le 1D-Var. Le traitement des différentes surfaces est possible en incluant l'émissivité aux variables de contrôle du 1D-Var. Notons que cette approche est plus réaliste, car elle permet d'ajuster l'ensemble des paramètres de l'atmosphère et de la surface impactant directement les températures de brillance, soit les observations assimilées.

Cette approche est utilisée de manière opérationnelle pour les différentes missions météorologiques américaines, telles que la série des NOAA (NOAA-18 et -19), les missions Metop-A, DMSP¹-F16, par exemple. Elle fait appel au modèle de transfert radiatif CRTM², utilisé classiquement dans les modèles de PNT du NCEP³. Celui-ci, ainsi que le modèle d'émissivités qui y est inclus, sont spécifiquement paramétrés pour ces missions, dédiées à la PNT. Ainsi, des développements supplémentaires seraient nécessaires pour l'appliquer aux mesures nadir des radiomètres des missions altimétriques en vol, dans le cadre des travaux de cette thèse. Par ailleurs, bien que la problématique de la caractérisation des différents types de surface soit explorée dans cette étude, l'assimilation particulière des mesures micro-ondes sur les surfaces de transition, telles que les régions côtières, n'est pas abordée. L'implémentation de cette approche dans le cadre de l'estimation de la correction troposphérique humide en régions côtières, et sur d'autres surfaces de transition (aux interfaces mer/glace de mer, par exemple), impliquerait alors des développements algorithmiques supplémentaires.

Dans le contexte plus général des surfaces complexes, les limites de l'approche

-
1. *Defense Meteorological Satellite Program*
 2. *Community Radiative Transfer Model*
 3. *National Centers for Environmental Prediction*

1D-Var et de la méthode d'estimation dynamique de l'émissivité de surface sur terre, et en régions côtières, s'appliquent également aux interfaces mer/glace de mer, aux pôles. Ces limites sont confirmées en évaluant la correction troposphérique humide restituée sur les zones de transition mer/glace de mer, en assimilant les mesures de températures de brillances aux différentes fréquences étudiées dans l'article précédent. La même méthode d'estimation dynamique de l'émissivité de surface est utilisée. Les prévisions à 24h du modèle ECMWF sont utilisées en ébauche du 1D-Var et les analyses constituent la référence. Le contraste de l'émissivité de surface, estimée analytiquement, sur mer libre et sur glace de mer, à 50.3 GHz et 89 GHz, est utilisé pour distinguer les deux types de surface sous les mesures assimilées. L'émissivité à 50.3 GHz est montrée sur la figure 4.19, sur le mois de Juin 2015, sur l'ensemble des mailles du modèle incluses dans le champ des mesures basses fréquences. La différence d'émissivité est fortement marquée sur mer libre (valeurs autour de 0.6) et sur glace de mer (valeurs autour de 0.95). On remarque également une surface de transition assez large en bordure de glace, formée d'un mélange de mer libre et de glace, où les valeurs de l'émissivité sont intermédiaires, autour de 0.7.

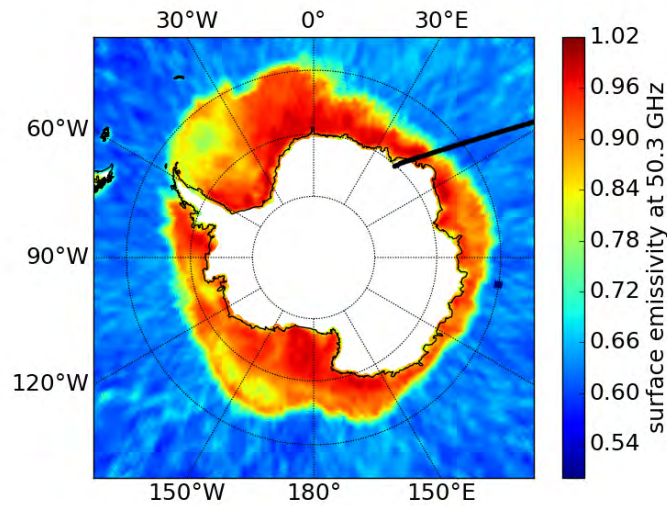


FIGURE 4.19 – Emissivité de surface estimée à 50.3 GHz sur l'ensemble des points de grille du modèle ECMWF inclus dans le champ des mesures à 50.3 GHz, le long des traces du radiomètre issu des instruments AMSU-A/MHS, en Juin 2015. Une trace du radiomètre étudié est sélectionnée le 2 juin 2015, autour de 00h UTC.

Contrairement aux résultats sur les régions côtières, l'impact sur la correction troposphérique humide restituée montre une dégradation permanente par rapport à l'ébauche, à l'interface mer libre/glace de mer. Un exemple est illustré sur la figure 4.20, le long d'une trace du radiomètre sélectionnée le 2 juin 2015, autour de 00h, montrée sur la carte 4.19. Sont montrés sur cette figure la distance par rapport à la référence, de la correction troposphérique humide de l'ébauche et restituée par le 1D-Var. La proportion de glace de mer dans le champ des mesures basses fréquences est indiquée, et estimée à partir d'un seuil sur les émissivités à 50.3 GHz. La correction troposphérique humide est restituée : 1) en faisant l'hypothèse d'une

surface homogène océanique (pas de transition vers la glace de mer, courbe orange en traits continus) d’une part ; et 2) en tenant compte du changement de surface, et du contraste sur l’émissivité à 50.3 GHz, estimée analytiquement à partir des températures de brillance mesurées (courbe en pointillés), d’autre part. Bien que la prise en compte de l’émissivité plus importante sur glace de mer permette de réduire la distance entre les restitutions et la référence, la correction troposphérique humide restituée est dégradée par rapport à celle de l’ébauche, à l’interface mer libre/glace de mer. Cette dégradation résulte clairement d’une description erronée de la surface sous les mesures assimilées à l’interface mer libre/glace de mer. En effet, l’émissivité est exprimée par la contribution de l’émissivité sur mer libre et de l’émissivité sur glace de mer, estimée analytiquement, selon un seuil arbitraire de délimitation des deux types de surface. Ainsi, l’émissivité estimée à l’interface théorique se retrouve sous-estimée, et l’ajustement des profils d’humidité ne peut alors pas tenir compte correctement des variations de l’émissivité sur une telle surface hétérogène. Ces incertitudes sur l’émissivité résultent en des écarts entre les températures de brillances mesurées et simulées, pouvant atteindre 50 K, à 23.8 GHz et 31.4 GHz, générant ainsi la divergence du processus de minimisation du 1D-Var.

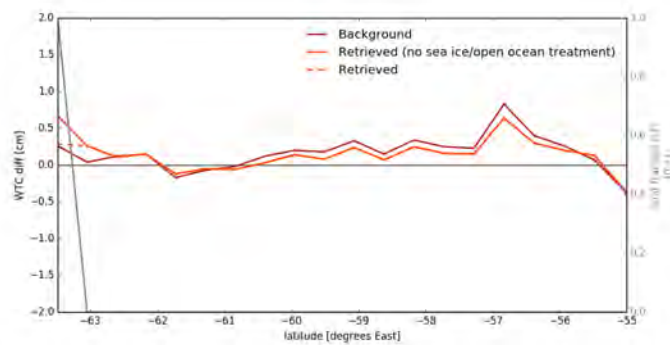


FIGURE 4.20 – Distance par rapport à la référence (issue des analyses ECMWF) de la correction troposphérique humide de l’ébauche (en rouge) et celle restituée par le 1D-Var (en orange), le long d’une trace du radiomètre au dessus de la région de l’Antarctique, le 02 juin 2015, autour de 00h UTC. La correction troposphérique humide est restituée avec l’hypothèse d’une surface homogène océanique, d’une part (traits pleins), et en tenant compte des émissivités plus importantes sur glace de mer (traits pointillés).

En plus de l’importante variabilité atmosphérique dans de telles régions, l’hétérogénéité de la surface mixte de mer et de glace de mer, est bien plus complexe que sur terre. Du fait de la dispersion et de la profondeur de pénétration dans la glace, l’émissivité sur glace de mer varie fortement en fonction de l’état de la surface de glace, de son recouvrement (neige, glace ou marres d’eau), de l’âge de la glace, et de ses propriétés micro-physiques. Par ailleurs, Guedj et al. (2010) montre que des hypothèses de surface supplémentaires, sur le type de réflexion du signal sur la surface de glace, s’avèrent nécessaires pour le calcul du rayonnement ascendant et descendant, contribuant à l’estimation de l’émissivité.

Ainsi, la complexité de l'émissivité de surface sur glace de mer, la discontinuité de l'interface mer/glace de mer, et le peu de mesures *in-situ* disponibles dans les régions polaires, rendent les estimations d'émissivité de surface incertaines, en utilisant une simple méthode analytique. Néanmoins, elles sont une information indispensable pour l'estimation de la correction troposphérique dans de telles régions, dans le cadre des missions altimétriques. En effet, il est impossible d'estimer une correction troposphérique humide cohérente, en assimilant les mesures de températures de brillance à l'interface mer/glace de mer, sans connaître a priori les caractéristiques physiques et l'état de surface de la glace de mer sous les mesures.

Dans ce contexte, l'article présenté dans le chapitre 5 présente une analyse préliminaire des estimations de l'émissivité de surface et de ses caractéristiques sur la glace de mer en Arctique, aux fréquences AMSU-A, pour des angles de vues proche du nadir. Les résultats de cette étude pourront alors être appliqués dans le cadre des missions altimétriques futures, pour l'estimation de la correction troposphérique humide dans les régions polaires, aux interfaces complexes mer/glace de mer.

Bibliographie

- Ablain, M., Cazenave, A., Valladeau, G., and Guinehut, S. (2009). A new assessment of the error budget of global mean sea level rate estimated by satellite altimetry over 1993–2008. *Ocean Sci*, 5 :193–201.
- Bennartz, R. (1999). On the use of SSM/I measurements in coastal regions. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*.
- Boukabara, S. A., Garrett, K., Chen, W., Iturbide-Sanchez, F., Grassotti, C., Kongoli, C., Chen, R., Liu, Q., Yan, B., Weng, F., Ferraro, R., Kleespies, T. J., and Meng, H. (2011). MiRS : An all-weather 1DVAR satellite data assimilation and retrieval system. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 49(9) :3249–3272.
- Brousseau, P., Seity, Y., Ricard, D., and Léger, J. (2016). Improvement of the forecast of convective activity from the AROME-France system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 142(699) :2231–2243.
- Brown, S. (2010). A novel near-land radiometer wet path-delay retrieval algorithm : Application to the Jason-2/OSTM Advanced Microwave Radiometer. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*.
- Brown, S., Ruf, C., Keihm, S., and Kitiyakara AMI (2004). Jason microwave radiometer performance and on-orbit calibration. *Marine Geodesy*.
- Deblonde, G. and English, S. (2003). One-dimensional variational retrievals from SSMIS-simulated observations. *Journal of Applied Meteorology*.
- Desportes, C., Obligis, E., and Eymard, L. (2007). On the Wet Tropospheric Correction for altimetry in coastal regions. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, 45(7) :2139–2149.
- Desportes, C., Obligis, E., and Eymard, L. (2010). One-dimensional variational retrieval of the Wet Tropospheric Correction for altimetry in coastal regions. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*.
- ECMWF (2007). IFS Documentation CY31R1.
- English, S. and Hewison, T. (1998). A fast generic microwave emissivity model. In *Proceedings of SPIE*, volume 3503, pages 288–300.

- Eymard, L., Tabary, L., Gérard, E., Boukabara, S. A., and Cornec, A. L. (1996). The microwave radiometer aboard ERS-1 : Part II-Validation of the geophysical products. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*.
- Eyre, J. (1991). A fast radiative transfer model for satellite sounding systems. Technical report, European Centre for Medium Range Weather Forecasts, Reading.
- Guedj, S., Karbou, F., Rabier, F., and Bouchard, A. (2010). Toward a better modeling of surface emissivity to improve AMSU data assimilation over Antarctica. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 48(4) :1976–1985.
- Hermozo, L., Eymard, L., and Karbou, F. (2017a). Modeling sea ice surface emissivity at microwave frequencies : Impact of the surface assumptions and potential use for sea ice extent and type classification. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 55(2) :943–961.
- Hermozo, L., Eymard, L., Karbou, F., Picard, B., and Mickaël, P. (2017b). A 1D-Var approach to retrieve Wet Tropospheric Correction from current and future altimetry missions. *AMS Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. In revision.
- Hewison, T. J. (2007). 1D-VAR retrieval of temperature and humidity profiles from a ground-based microwave radiometer. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 45(7) :2163–2168.
- Karbou, F., Aires, F., Prigent, C., and Eymard, L. (2005a). Potential of Advanced Microwave Sounding Unit-A (AMSU-A) and AMSU-B measurements for atmospheric temperature and humidity profiling over land. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 110(D7).
- Karbou, F., Gérard, E., and Rabier, F. (2010a). Global 4DVAR assimilation and forecast experiments using AMSU observations over land. Part I : Impacts of various land surface emissivity parameterizations. *Weather and Forecasting*, 25(1) :5–19.
- Karbou, F., Prigent, C., Eymard, L., and Pardo, J. R. (2005b). Microwave land emissivity calculations using AMSU measurements. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 43(5) :948–959.
- Karbou, F., Rabier, F., Lafore, J.-P., Redelsperger, J.-L., and Bock, O. (2010b). Global 4DVAR assimilation and forecast experiments using AMSU observations over land. Part II : Impacts of assimilating surface-sensitive channels on the African monsoon during AMMA. *Weather and Forecasting*, 25(1) :20–36.
- Keihm, S. J., Janssen, M. A., and Ruf, C. S. (1995). TOPEX/Poseidon microwave radiometer (TMR) : III. Wet Troposphere range Correction algorithm and pre-Launch error budget. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*.
- Liu, Q. and Weng, F. (2005). One-dimensional variational retrieval algorithm of temperature, water vapor, and cloud water profiles from Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU). In *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*.

- Mahfouf, J.-F. (2017). Personal Communication.
- Marco Matricardi, B., Chevallier, F., and Kelly, G. (2004). An improved general fast radiative transfer model for the assimilation of radiance observations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 130 :153–173.
- Obligis, E., Eymard, L., Tran, N., Labroue, S., and Femenias, P. (2006). First three years of the microwave radiometer aboard Envisat : In-flight calibration, processing, and validation of the geophysical products. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 23(6) :802–814.
- Obligis, E., Rahmani, A., Eymard, L., Labroue, S., and Bronner, E. (2009). An improved retrieval algorithm for water vapor retrieval : Application to the Envisat microwave radiometer. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*.
- Picard, B., Frery, M.-L., Obligis, E., Eymard, L., Steunou, N., and Picot, N. (2015). SARAL/AltiKa Wet Tropospheric Correction : In-flight calibration, retrieval strategies and performances. *Marine Geodesy*, 38(sup1) :277–296.
- Picard, B., Frery, M.-L., and Pardé, M., editors (2017). *Wet Tropospheric Correction dedicated to hydrological and coastal applications*, Poster presentation, Miami, Florida.
- Prigent, C., Rossow, W. B., and Matthews, E. (1997). Microwave land surface emissivities estimated from SSM/I observations. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 102(D18) :21867–21890.
- Prigent, C., Rossow, W. B., and Matthews, E. (1998). Global maps of microwave land surface emissivities : Potential for land surface characterization. *Radio Science*, 33(3) :745–751.
- Ruf, C. S. and Giampaolo, J. C. (1998). Littoral antenna deconvolution for a microwave radiometer. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium Proceedings, 1998. IGARSS'98. 1998 IEEE International*, volume 1, pages 378–380. IEEE.
- Saunders, R., Matricardi, M., and Brunel, P. (1999). A fast radiative transfer model for assimilation of satellite radiance observations -RTTOV-5. Technical report, European Centre for Medium-Range Forecast, Reading.
- Seity, Y., Brousseau, P., Malardel, S., Hello, G., Bénard, P., Bouttier, F., Lac, C., and Masson, V. (2011). The AROME-France convective-scale operational model. *Monthly Weather Review*, 139(3) :976–991.

Vers l'estimation de la correction troposphérique humide sur glace de mer : analyse des émissivités de surface

Sommaire

1	Résumé de l'article publié dans <i>Transactions of Geoscience and Remote Sensing</i> , (IEEE)	173
2	<i>Sea Ice Surface Emissivity at Microwave Frequencies : Impact of the Surface Assumptions and Potential Use for Sea Ice Extent and Type Classification</i>	175
2.1	Introduction	176
2.2	Microwave emissivity estimation and sea ice products . . .	178
2.3	Analysis of estimated microwave emissivity	183
2.4	Using microwave emissivities to separate open seas from sea ice regions	187
2.5	Characterizing sea ice surface emissivity properties	194
2.6	Summary and conclusions	207
3	Apports des résultats pour l'estimation de la correction troposphérique humide aux interfaces mer/glace de mer	210

L'article présenté dans le chapitre 4 met en relief l'apport de l'approche 1D-Var pour estimer la correction troposphérique humide aux interfaces côtières terre/mer, en tenant compte de la physique de l'atmosphère dans l'environnement des mesures de températures de brillance contaminées, et de la contribution de chaque type de surface dans les mesures assimilées.

L'approche 1D-Var paraît donc être un candidat potentiel pour l'estimation de la correction troposphérique humide aux interfaces mer/glace de mer, dans les régions polaires. Les conditions particulières atmosphériques et de la surface dans de telles régions, faiblement représentées dans les algorithmes actuels océaniques et côtiers,

rend invalides les estimations de correction troposphérique humide correspondantes. Les mesures altimétriques y sont alors inexploitable, malgré la contribution des régions polaires dans la circulation océanique globale.

L'estimation de la correction troposphérique humide aux interfaces mer/glace de mer par l'approche 1D-Var, souligne néanmoins la complexité d'une telle interface : la variabilité de l'état de surface de la glace de mer a une contribution variable également sur les mesures de températures de brillance assimilées. Celles-ci doivent donc être prises en compte dans le modèle de transfert radiatif, lors du processus itératif d'ajustement des variables de contrôle du 1D-Var. Contrairement aux surfaces continentales, pour lesquelles les travaux de Karbou et al. (2005a) ; (2005b) ; Karbou et al. (2010a) ; (2010b)) permettent de surmonter la question de l'estimation de l'émissivité de surface sur terre, cette dernière reste beaucoup plus incertaine sur glace de mer. L'émissivité est fortement dépendante de la température de la glace, de son épaisseur et donc de son âge, de sa stratification, mais aussi de la rugosité et de l'humidité de surface. Ces paramètres physiques sont eux-même très variables en temps et en espace, à la fois à l'échelle journalière (cycle diurne) et aux échelles saisonnières (impact des conditions atmosphériques).

L'assimilation des mesures de températures de brillance à des fréquences sensibles à la surface et à la vapeur d'eau atmosphérique, sur glace de mer et au voisinage sur mer libre, nécessite donc au préalable de caractériser la variabilité de l'émissivité de surface selon le type de glace et son état de surface. Cette analyse fait l'objet d'un article publié dans le journal *TGRS : Sea Ice Surface Emissivity at Microwave Frequencies : Impact of the Surface Assumptions and Potential Use for Sea Ice Extent and Type Classification*, Hermozo Laura, Eymard Laurence, Karbou Fatima, *IEEE Trans. on Geosci. and Rem. Sens.*, vol. 55, no. 2, pp. 943-961, Feb 2017. Présenté dans ce chapitre, il constitue une étude préliminaire indispensable à l'estimation de la correction troposphérique humide par l'approche 1D-Var, aux interfaces mer libre/glace de mer en régions polaires.

1 Résumé de l'article publié dans *Transactions of Geoscience and Remote Sensing*, (IEEE)

Le but de cet article est de démontrer le potentiel de l'émissivité de surface, calculée à partir de différentes hypothèses de surface contrastées en proche nadir, pour fournir une information directe sur l'étendue de glace de mer et ses caractéristiques physiques régionales, dans les régions polaires. En plus de fournir un complément d'information aux produits existants d'étendue de glace de mer ou de caractérisation du type de glace, issus par exemple du OSISAF¹ ou du NSIDC², les résultats présentés dans cet article sont également adaptés aux missions altimétriques présentes et futures, pour l'estimation de la correction troposphérique

1. *Ocean and Sea Ice Satellite Application Facility*

2. *National Snow and Ice Data Center*

humide aux interfaces mer libre/glace de mer, dans les régions polaires, à partir des mesures des radiomètres nadir.

Dans cet article, l'émissivité est estimée en Arctique de manière journalière sur la période de 2009, à partir de mesures de températures de brillance des radiomètres à visée conique AMSU-A et -B (dédiés aux sondages de température et d'humidité atmosphériques), à 23.8 GHz, 31.4 GHz, 50.3 GHz et 89 GHz. Parmi ces fréquences, les plus basses sont similaires à celles présentes sur les radiomètres des missions altimétriques actuelles. Les fréquences à 50.3 GHz et 89 GHz sont quand-à-elles proches des fréquences prévues pour le radiomètre sur la future mission Jason-CS/Sentinel-6. Deux hypothèses de surface contrastées sont utilisées indépendamment pour l'estimation de l'émissivité. Elles diffèrent par le type de réflexion du rayonnement atmosphérique sur la surface : 1) hypothèse de surface spéculaire : le rayonnement est réfléchi avec le même angle d'incidence ; 2) hypothèse de surface Lambertienne : le rayonnement est réfléchi de manière isotrope.

Une analyse fine des variations de l'émissivité estimée aux différents angles d'observation montre un impact plus important de l'hypothèse de surface pour les faibles angles d'incidence, restreignant ainsi les analyses pour des émissivités proche nadir. Par ailleurs, on montre que l'impact de l'hypothèse de surface est plus important sur glace de mer qu'en plein océan, et la sensibilité de l'émissivité à l'hypothèse de surface varie fortement avec la fréquence. Un résultat majeur découle alors de ces considérations : la différence d'émissivité (émissivité spéculaire moins émissivité Lambertienne, appelée EmisDiff par la suite) est très contrastée entre les surfaces de mer libre et de glace de mer. Avec un contraste maximal à 50.3 GHz, le paramètre EmisDiff constitue un critère de précision pour séparer mer libre et glace de mer, dont l'aire totale sur un an de mesures est en bon accord avec l'aire totale de glace issue des produits annexes OSI SAF et NSIDC, quelle que soit la fréquence des émissivités. Ce résultat constitue une information précieuse dans le cadre de l'estimation de la correction troposphérique humide en régions polaires, sur les zones de transition mer libre/glace de mer, dans le contexte des missions altimétriques en vol et futures, dont les radiomètres bénéficient de fréquences voisines au canal à 50.3 GHz.

Un deuxième volet de l'article exploite l'importante variabilité régionale de l'émissivité de surface et de paramètres dérivés (combinant l'émissivité ou la température de brillance à différentes fréquences et hypothèses de surface) sur la glace de mer, à la fois journalière et saisonnière. Cette variabilité provient des caractéristiques physiques de la glace de mer, à la fois en surface et en profondeur dans la couche de glace, impactant les mesures de températures de brillance et l'émissivité de surface correspondante. Pour caractériser les variations de l'état de surface de glace de mer, trois paramètres dérivés sont définis et permettent de combiner une information sur la surface de glace émettrice, avec l'émissivité spéculaire à 31.4 GHz (EmisSpec31), sur sa rugosité, en utilisant le paramètre EmisDiff à 50.3 GHz, et sur le gradient de température dans la couche de glace, grâce au rapport de gradient sur les températures de brillance à 23.8 et 89 GHz (TBGR2389). L'analyse

journalière des différents paramètres et leur inter-dépendance, sur l'ensemble de la période d'étude, dans des régions caractérisées par différents types de glace (saisonnière, pluriannuelle et mixte), permet de séparer les surfaces de glace saisonnière et pluriannuelle. Elle met également en évidence la variabilité saisonnière et intra-saisonnière de l'état de surface de la glace de mer, principalement due aux conditions atmosphériques particulières.

Afin d'évaluer l'apport de chaque paramètre dérivé, une classification des différents états de surface de glace de mer est menée sur deux périodes, définies en plein hiver, et en été lors du minimum de l'étendue de glace, en combinant les différents paramètres, ainsi que la variabilité régionale du paramètre EmisDiff50. Il en résulte une contribution majeure des paramètres EmisSpec31 et TBGR2389 pour la détection des types de glace saisonnière et pluriannuelle. Le paramètre EmisDiff50 et sa variabilité régionale contribuent quand-à-eux à la caractérisation plus fine de l'état de surface de la glace, dont les variations peuvent être dues aux conditions atmosphériques particulières (vents forts, précipitations neigeuses intenses, fronts froids/chauds entraînant le re-gel ou la fonte brutales de la surface de glace).

Les applications de cet article sont nombreuses. Elles entrent non-seulement dans un contexte d'étude de la cryosphère et de son évolution au cours du temps, mais également dans le cadre de l'amélioration de l'assimilation de mesures sensibles à la surface dans les modèles de PNT. Enfin, les bénéfices de cette approche sont adaptés à l'estimation de la correction troposphérique humide dans le cadre des missions altimétriques actuelles et futures. En effet, de part les fréquences étudiées, les méthodes de séparation mer libre/glace de mer et de caractérisation de l'état de surface de glace sont directement applicables aux mesures des radiomètres altimétriques, à 23.8 GHz et autour de 31 GHz, et anticipent les missions futures, telles que Jason-CS/Sentinel-6, pour laquelle le radiomètre fournira des mesures aux fréquences voisines du 50.3 GHz et du 89 GHz.

2 Sea Ice Surface Emissivity at Microwave Frequencies : Impact of the Surface Assumptions and Potential Use for Sea Ice Extent and Type Classification

Laura Hermozo, Laurence Eymard and Fatima Karbou

Abstract In this paper, the surface emissivity is retrieved over the Arctic sea ice/open seas using observations from the Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU) window channels during year 2009. The emissivity computation is performed using two contrasted surface assumptions : specular and Lambertian assumptions. The obtained sea ice surface emissivities are studied in this paper with a focus on the effect of the surface assumption. Some factors of variability of the obtained emissivities are

analysed : variability in space, in time, with the zenith angle and with respect to the frequency. We show that the near nadir surface emissivity and emissivity difference (obtained using two contrasted surface assumptions) could be used as an excellent proxy to detect ice / no ice regions. We also show that near nadir sea ice emissivity at some selected frequencies and the combination of both high and low window frequencies could also be very useful to better characterize sea ice surface physical properties and provide additional information for existing sea ice classifications, as they bring relevant information about first year and multi-year sea ice properties and their seasonal evolution.

2.1 Introduction

Arctic Sea ice interacts strongly with the Ocean and Atmosphere and is therefore involved in key processes such as the Radiation Balance, Surface Heat, Brine and Freshwater Fluxes, to name a few of them. In the context of global warming during the past decades, this region has undergone many changes in surface temperature, broadband albedo and cloud amount among others, leading to a decrease of the perennial sea ice area (Comiso (2002); Comiso and Nishio (2008); Comiso (2012)) and a reduced yearly total sea ice extent (Wang and Key (2002); Kwok (2004)). Thus, to better understand the mechanisms and trends of sea ice melting and to anticipate global sea level trends, Arctic sea ice monitoring is of prime importance.

As very few ground-based measurements are available in such regions, satellite radiances at microwave frequencies are appealing for the study of Arctic sea ice, thanks to their high temporal and spatial coverage over the Poles. Satellite based microwave observations have been widely used to generate a relevant and continuous record of the ice extent for the Northern and the Southern hemispheres (e.g. Zwally et al. (1983); Parkinson et al. (1987); Cavalieri et al. (2003); Meier et al. (2007); Comiso and Nishio (2008); Cavalieri and Parkinson (2012)). Other relevant information is derived from the use of satellite observations such as sea ice concentration, used in turn in sea ice age and drift models. Besides retrieval studies, some other studies have been conducted to enhance the use of satellite observations at high latitudes in the context of numerical weather prediction modelling (Heygster et al. (2009); Di Tomaso et al. (2012); Karbou et al. (2014)). The last two studies used the method described in Karbou et al. (2010a) to dynamically retrieve sea ice emissivities to improve the assimilation of AMSU-A and AMSU-B sounding channels over sea ice surfaces. Similar methods were also found beneficial over Antarctica and the surrounding seas (Bouchard et al. (2010); Di Tomaso and Bormann (2011)).

These studies have shown that it is possible to calculate a good quality sea ice surface emissivity at several window channels and that these estimates can be used to better assimilate satellite observations sensitive to temperature and humidity above Polar Regions. Nevertheless, they also highlight the need for a better understanding of the complex interactions between the microwave electromagnetic signal and the surrounding sea ice media. Mainly, large uncertainties still remain

on surface temperature and the type of surface scattering, introducing biases in the retrieved/inferred sea ice surface emissivity (English (2008); Hwang and Barber (2008)). Consequently, most of the studies use simplifying assumptions on the surface for emissivity retrievals, while a more realistic description of the surface can provide accurate information for sea ice monitoring and characterization.

In this context, some studies tackled the issue of the surface temperature assumption by inferring the temperature of the emitting layer from the atmospheric temperature and the measured sea ice temperature profile (Haggerty and Curry (2001); Mathew et al. (2008); Heygster et al. (2012)). Matzler (2005) and Matzler and Rosenkranz (2007) pointed out the influence of the type of surface scattering on retrieved emissivity : flat specular reflection and rough Lambertian scattering among others. In continuity to these studies, Harlow (2009) and Harlow (2011) used a Lambertian surface assumption to better estimate surface emissivity over some selected ice-covered surfaces in the Arctic area. In the same context, Guedj et al. (2010) focused on the impact of the specular and Lambertian surface assumptions on surface emissivity over Antarctica. They have shown that the surface assumption choice should be at least season dependent or would be better handled using a specular parameter. Besides surface assumption issues, the interpretation of the sea ice emissivity microwave signal is very complex as it changes with time (open water freezing, new ice sheet thickening and ageing, summer sea ice melting...). The signal also changes depending on some other additional phenomena such as snow accumulation, metamorphosis, re-crystallization of ice at the snow- ice interface, sea ice layer deformation (Reber et al. (1987); Barber et al. (1994); Tonboe (2010)).

In this paper, the surface emissivity is retrieved over the Arctic sea ice using observations from the Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU) window channels during year 2009. The emissivity computation is performed using two contrasted surface assumptions : specular and Lambertian assumptions. The obtained sea ice surface emissivities are studied in this paper and their factors of variability are analysed (space, time, zenith angle, frequency). The feasibility of using surface emissivity and emissivity difference (obtained using two contrasted surface assumptions) at near nadir incidence angles and at various frequencies is tested as a proxy for detecting sea ice / open sea regions. In addition, we will examine these parameters with regard to the sea ice state, compared to other approaches to characterize them (Mathew et al. (2008); Kongoli et al. (2011); Tonboe (2010)). The paper is organized as follows.

The emissivity estimation methods are presented in 2.2 together with sea ice products used in this study. In 2.3, factors of variability of the derived emissivities are discussed as well as the impact of the surface assumptions. In 2.4 emissivities are used to separate open seas from sea ice surfaces and monthly means of total sea ice extent are computed, then compared with state-of-the-art sea ice products. 2.5 deals with the seasonal characterization of sea ice surface emissivity properties by using the specular and Lambertian emissivities and combined frequencies. This results in preliminary classification of sea ice surface state. Conclusions are given in

2.5.

2.2 Microwave emissivity estimation and sea ice products

2.2.1 Sea ice products

In this study two products providing information on sea ice during 2009 in the Northern hemispheres have been used. Sea ice type information was used, provided by the EUMETSAT Ocean and Sea Ice Satellite Application Facility (OSISAF, noted OSISAF hereafter). The OSISAF sea ice types are daily available over Polar Regions and rely on algorithms using SSM/I measurements at 19, 37 and 85 GHz. A gradient ratio (GR) is defined between 19 and 37 GHz and a horizontal/vertical polarization ratio (PR) at 19 and 85 GHz are used as indicators to discriminate ice-free (open water), multiyear (MY) and first year (FY). See Andersen et. al. (2012) for more details about the OSISAF products.

Moreover, sea ice age from the National Snow and Sea Ice Data Center is used as a third reference (noted NSIDC hereafter). Ice age is provided daily over Polar Regions and derived from a sea ice motion vectors algorithm (Fowler (2003)) based on a Lagrangian tracking method. The combination of passive microwave brightness temperatures, NOAA National Centers for Environmental Prediction (NCEP) re-analysis near surface winds and buoy data from the International Arctic Buoy Program are used as inputs for the algorithm. In particular, brightness temperatures from SMMR, SSM/I, SSMIS and AMSR-E missions were used sequentially according to their respective period of validity, to provide gridded data since 1978. See Tschudi et al. (2010) for more details about the sea ice motion vector algorithm.

The two sea ice products are based on different methods and criteria and they provide information on the physical state of the ice (thickness, age, capacity to resist to summer melt). Despite some general similarities, the NSIDC and OSISAF products can be different in some places or at different times of the year. Figure 5.1 shows maps of the most probable OSISAF ice type and the NSIDC mean ice age for the two last weeks of January 2009 ((a) and (b), respectively), and of August 2009 ((c) and (d), respectively). In winter, some differences between the OSISAF and NSIDC products can be observed and mainly the 2nd-3rd year ice, as seen by NSIDC against first year ice from OSISAF, East of Greenland and North of the Svalbard archipelago and in the area located between Kara and Laptev Seas, between longitudes $[110^{\circ}\text{E}; 160^{\circ}\text{E}]$, near latitudes $80 - 82^{\circ}\text{N}$. In August, classification difference occurs North of Canada (First year ice from OSISAF and multi-year ice from NSIDC).

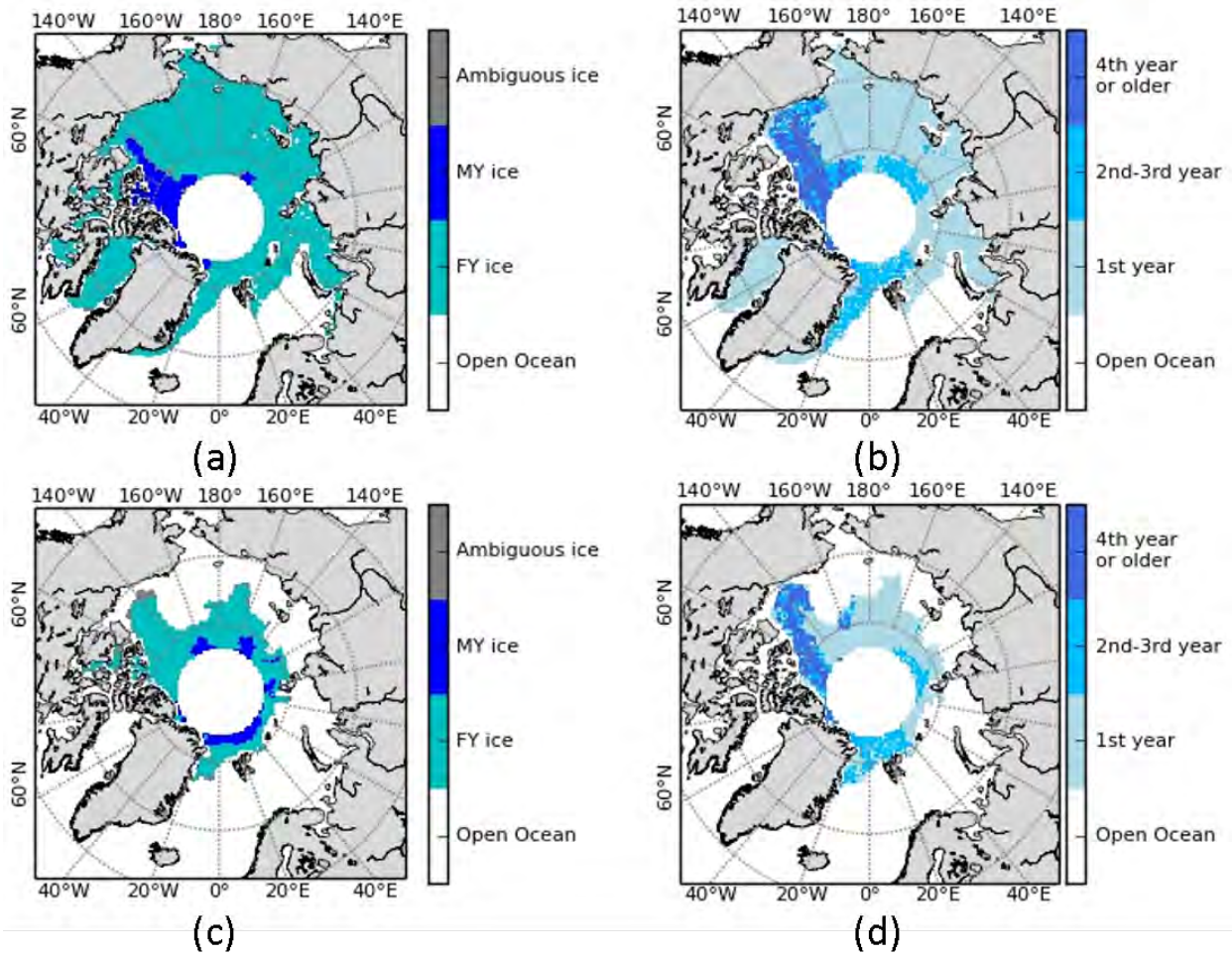


FIGURE 5.1 – Maps of the most probable OSISAF sea ice classification and the NSIDC mean sea ice age for the two last weeks of (a) and (b) January 2009 and (c) and (d) August 2009.

Differences between our sea ice products can be explained by differences in algorithms. The OSISAF classification relies on a probabilistic method using brightness temperatures at different frequencies. The NSIDC sea ice age database is retrieved using a sea ice motion algorithm (Tschudi et al. (2010)) that uses as inputs a combination of passive microwave brightness temperatures, and visible and infrared remote sensing data as well as ground-based measurements from drifting buoys.

2.2.2 Retrieving AMSU surface emissivity using two surface assumptions

The AMSU sounding unit contains two modules A and B. AMSU-A has 12 channels (52.8 to 58 GHz) in the oxygen absorption band, with a horizontal polarization, and also contains the so-called window channels at 23.8, 31.4, 50.3 and 89 GHz. AMSU-B is a humidity sounder, it comprises two window channels at 89 and 150 GHz and three sounding channels centered on the 183.31 GHz water vapor line.

AMSU-A and -B instruments have a cross-track viewing geometry. They have a nominal field of view of 3.3° and 1.1° at nadir and sample 30 and 90 earth views respectively, the corresponding observation zenith angle varying from -58° to $+58^\circ$ with respect to nadir. Their respective spatial resolutions at nadir are 48 and 16 km, and reach 150 and 152 km at the edges of the swath. Window channel characteristics for AMSU-A and AMSU-B radiometers are given in table 5.1.

TABLE 5.1 – AMSU-A and -B window channels and their characteristics

Channel No	Frequency (GHz)	Noise equivalent (K)	Resolution at nadir (km)
AMSU-A			
1	23.8	0.20	48
2	31.4	0.27	48
3	50.3	0.22	48
15	89	0.11	48
AMSU-B			
16	89	0.37	16

The AMSU sea ice surface emissivities have been estimated using data from 2009 and at window channel frequencies listed in table 5.1 (23.8, 31.4, 50.3, and 89 GHz channels). For the emissivity computation, several assumptions are made : a non-scattering plane-parallel atmosphere, a flat and specular surface. For a given zenith angle and frequency, the brightness temperatures (noted T_b , hereafter) observed by the sensor can be expressed as :

$$T_b(\theta, \vartheta) = T_s \cdot \varepsilon(\theta, \vartheta) \cdot \Gamma(\theta) + (1 - \varepsilon(\theta, \vartheta)) \cdot \Gamma(\theta) \cdot T^\downarrow(\theta, \vartheta) + T^\uparrow(\theta, \vartheta) \quad (5.1)$$

$$\Gamma(\theta) = e^{-\frac{\tau(0, H)}{\cos(\theta)}}$$

where $\varepsilon(\theta, \vartheta)$ is the surface emissivity. T_s , $T^\uparrow(\theta, \vartheta)$ and $T^\downarrow(\theta, \vartheta)$ represent the skin temperature, the atmospheric upwelling and downwelling radiations respectively. $\Gamma(\theta, \vartheta)$ is the net atmospheric transmission which is function of the atmospheric opacity $\tau(0, H)$ and the observation zenith angle. H is the top of atmosphere height.

The microwave land emissivity can then be retrieved as follows :

$$\varepsilon(\theta, \vartheta) = \frac{T_b(\theta, \vartheta) - T^\uparrow(\theta, \vartheta) - \Gamma(\theta) \cdot T^\downarrow(\theta, \vartheta)}{(T_s - T^\downarrow) \Gamma(\theta)} \quad (5.2)$$

In the case of a specular surface, the observation zenith angle is the same for the incident and reflected angle and the downwelling radiation can then be expressed as :

$$T^\downarrow(\theta, \vartheta) = \int_H^0 T(z) \cdot \alpha(z) \cdot e^{-\frac{\tau(0, H)}{\cos(\theta)}} \cdot dz = T_{\text{specular}}^\downarrow(\theta, \vartheta) \quad (5.3)$$

where $\alpha(z)$ and $T(z)$ is the atmospheric absorption by gases and the atmospheric temperature at altitude z respectively ;

$$\tau(z_0, z_1) = \int_{z_0}^{z_1} \alpha(z) dz \quad (5.4)$$

$\tau(z_0, z_1)$ is the atmospheric extinction from z_0 to z_1 .

For this paper, surface emissivities using the specular assumption (referred to EmisSpec hereafter) were calculated daily using one year of data (2009) and over a large zone covering the Arctic sea ice. The method described in Karbou et al. (2006) has been used for the emissivity computation : short-range forecasts of surface temperature and of air temperature and humidity from the Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle (ARPEGE) model are used as input for the Radiative Transfer for Television and Infrared Observation Satellite (TIROS) Operational Vertical Sounder (RTTOV) model (Eyre (1991) ; Saunders et al. (1999) ; Matricardi et al. (2004)) and emissivity is calculated for all AMSU-A and AMSU-B window channels (listed in table 5.1), for all incidence angles.

Figure 5.2 shows monthly mean surface emissivity maps obtained in the Northern Hemisphere for January 2009 using selected window channels (listed in table 5.1) , and averaged over all zenith angles : (a) AMSU-A 23.8 GHz, (b) AMSU-A 31.4 GHz, (c) AMSU-A 50.3 GHz, (d) AMSU-A 89 GHz. The emissivity shows a strong variability in space and frequency. Low emissivity values are observed over open seas and in the boundary areas between sea ice and open water. For lower frequencies (23, 31 GHz), open sea estimated emissivity is close to 0.5 ; it increases to 0.6-0.7 for higher frequencies (50 and 89 GHz). Regardless of the frequency, emissivity values over sea ice are rather large (close to 1.0 in some situations). The monthly mean maps show a very complex variation of the emissivity with sea ice types. The sea ice emissivity variation integrates variations due to ice growth, snowfall and snow/ice metamorphism (Comiso (1986)). As near-nadir and high incidence angles are mixed in the emissivity distribution over Arctic, its sensitivity to polarization and incidence angle is reduced. By comparing near-nadir and high angles emissivities over different Arctic, it is shown that the impact of polarization and incidence angle on emissivity variation over sea ice is relatively low and is slightly higher over open water. In particular, the maximum near-nadir minus high angles emissivity difference in January 2009 is 3%, and a 4% difference is noted over open water. Thus, the complex emissivity variation in space, over sea ice and independently from polarization and incidence angle is well reflected by maps from figure 5.2.

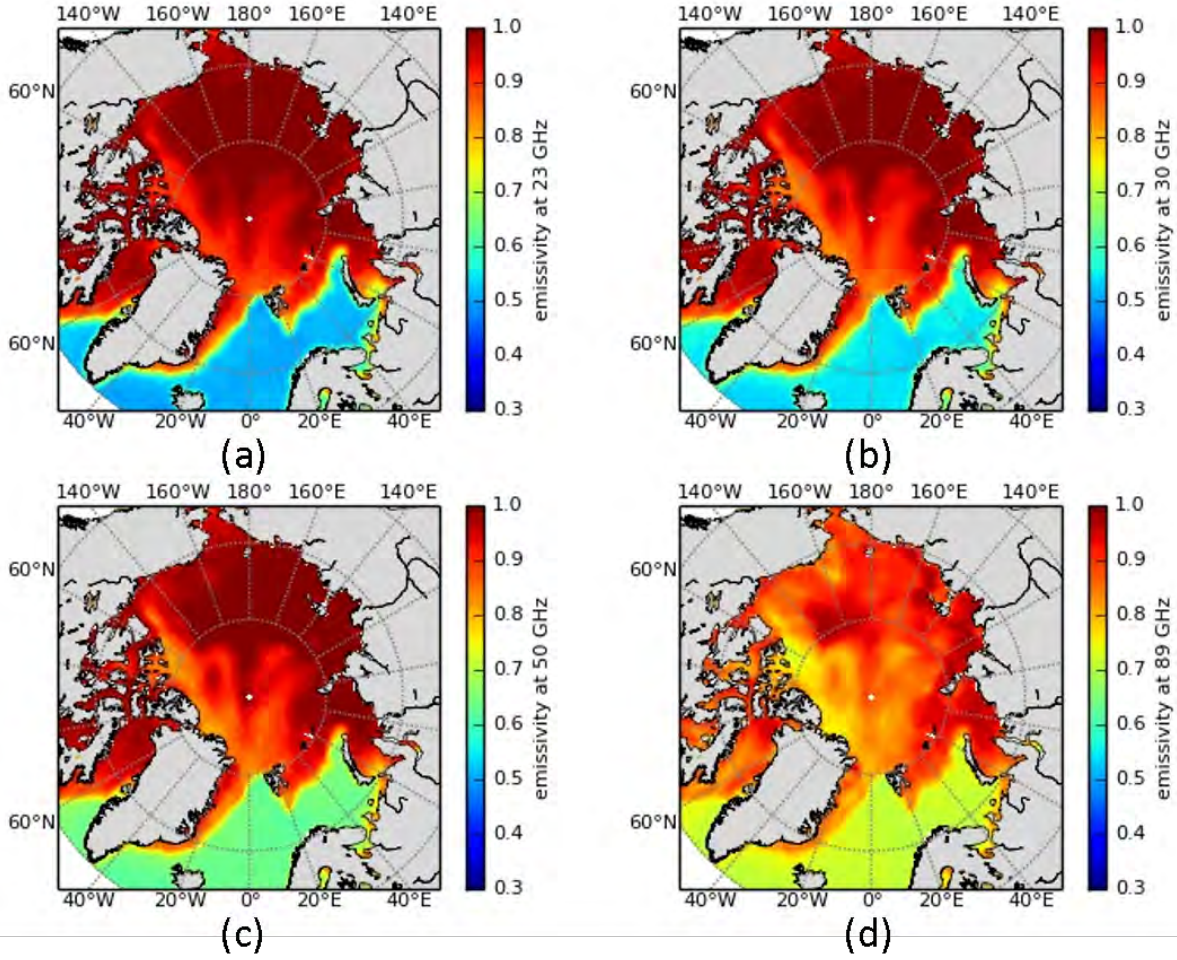


FIGURE 5.2 – Monthly mean specular surface emissivity maps estimated above open seas and sea ice in the Northern Hemisphere using AMSU-A window channel measurements, averaged over all observation angles during January 2009 at (a) 23.8, (b) 31.4, (c) 50.3, and (d) 89 GHz.

In the case of a Lambertian surface, the downwelling radiation is isotropically reflected by the surface. It can be expressed as :

$$T_{Lambertian}^{\downarrow}(\theta, \vartheta) = \int_0^{\pi} 2 \cdot \cos(\theta) \cdot \sin(\theta) \cdot T_{specular}^{\downarrow}(\theta, \vartheta) \cdot d\theta \quad (5.5)$$

where $T_{Specular}^{\downarrow}(\theta, \vartheta)$ is defined in 5.3.

References Mätzler, 1987 and Ingold et al., 1998 have shown that it is possible to calculate an effective angle θ_{eff} that would correspond to the downwelling radiation in the case of Lambertian surface. The effective incidence angle is defined as follows :

$$\theta_{eff} = \arccos\left(\frac{-\tau}{\ln(2 \cdot E_3(\tau))}\right) \quad (5.6)$$

where E_3 is the exponential integral of order three. This method was tested by Guedj

et al. (2010) to derive surface emissivities over Antarctica using different surface assumptions.

Figure 5.3 shows values of the effective incidence angle as a function of the zenith opacity calculated using daily data from January 2009 over the Northern Hemisphere and at 23 GHz. For this frequency, the zenith opacity varies from 0.02 to 0.22 and the effective zenith angle varies accordingly from 54° to 58°. Consequently, the Lambertian assumption would have a very small impact when applied for observation zenith angles close to 53° and it would have a greater impact when applied for near nadir observations. Similar results are obtained using other AMSU-A and -B window frequencies at 31.4, 50.3 and 89 GHz (not shown).

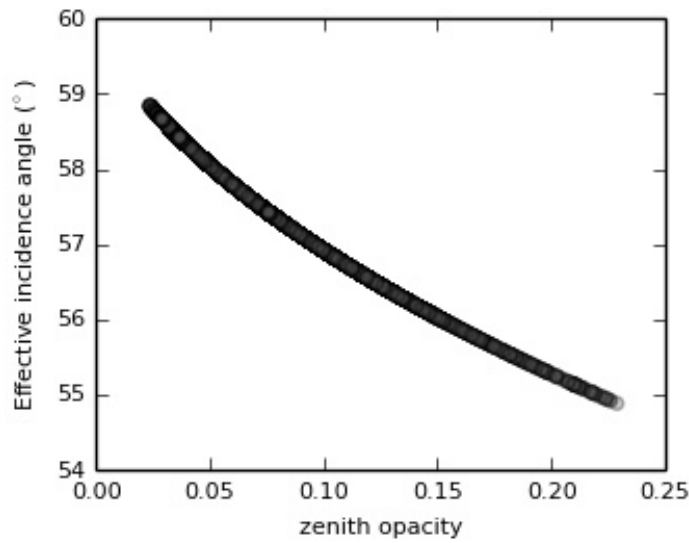


FIGURE 5.3 – Effective incidence angle as a function of AMSU-A zenith opacity at 23.8 GHz. Results are given for January 2009.

2.3 Analysis of estimated microwave emissivity

2.3.1 Specular versus Lambertian emissivities : variation with scan position

Following the methodology described in section II.B., surface emissivities using specular and Lambertian assumptions were calculated using one year of data (2009) and over the Northern hemisphere.

Figure 5.4 shows mean values and standard deviations of the emissivity difference between EmisSpec and EmisLamb ($\text{EmisSpec} - \text{EmisLamb}$) as a function of the AMSU-A scan position (positions 15 and 16 correspond to nadir) for sea ice surfaces (left) and for open sea (right). Results are for January 2009 and are shown for 23 GHz (black), 31 GHz (grey), 50 GHz (blue) and 89 GHz (red). As expected, and for all frequencies, the emissivity difference is larger near nadir than at high zenith

angles. For a given frequency, the emissivity difference is larger over open seas than over sea ice surface. Open sea surface emissivity is usually assumed to be the sum of a flat specular emissivity and a diffuse emissivity. The specular part of sea emissivity is based upon the Fresnel power reflection coefficient. The rough surface emissivity takes into account emission due to small-scale ocean waves generated by the wind and emission due to sea foam on the surface. It is therefore expected that ocean surfaces act more like specular surfaces than Lambertian ones and the differences in emissivity to be highest above the open sea.

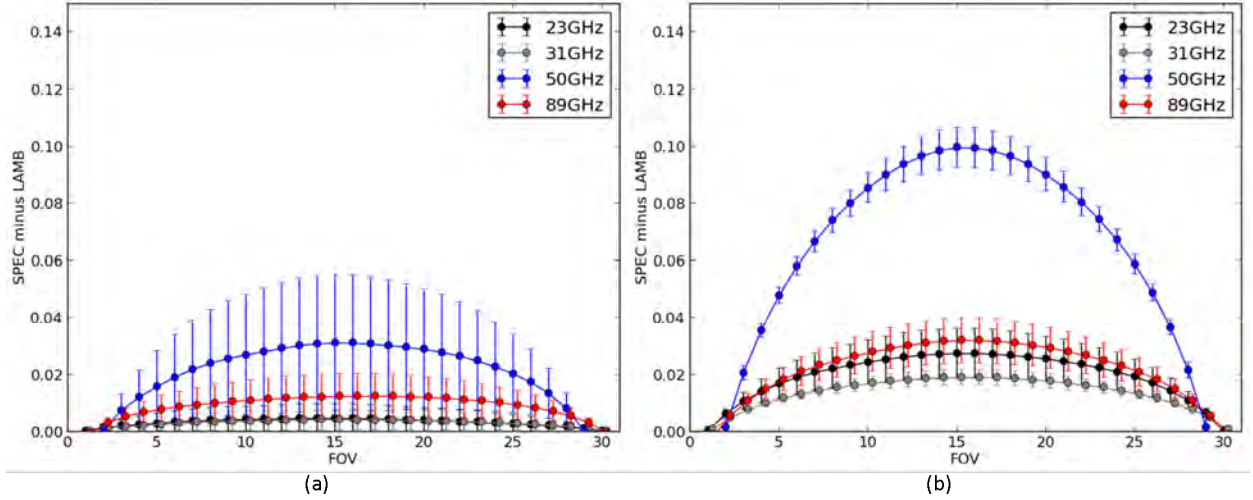


FIGURE 5.4 – Monthly mean specular surface emissivity maps estimated above open seas and sea ice in the Northern Hemisphere using AMSU-A window channel measurements, averaged over all observation angles during January 2009 at (a) 23.8, (b) 31.4, (c) 50.3, and (d) 89 GHz.

Figure 5.4 confirms this assumption for all frequencies. The mean near nadir emissivity differences above sea ice is smaller than 0.01 for channels 23 GHz, 31 GHz and 89 GHz whereas it is close to 2-3% for these channels above open sea. Channel 50 GHz exhibit the larger emissivity difference with mean nadir values close to 3% above sea ice and almost 10% above open sea. The 50 GHz channel is associated with a frequency located close to the oxygen absorption band and has therefore larger values of zenith opacity if compared to the other window channels. One consequence of this is that the relative contribution of T^\downarrow to the measured brightness temperature is larger at 50 GHz than at the other window frequencies. For instance, the mean relative contribution of T^\downarrow calculated near nadir and during January 2009 for open sea surfaces is about 10% at 23 GHz, 8% at 31 GHz, 40% at 50 GHz and 16% at 89 GHz. These computations assume the surface to be specular. If the surface is assumed Lambertian, then the values of T^\downarrow will increase for all channels (by 50% at 23 and 31 GHz, by 20% at 50 GHz and by 40% at 89 GHz, with respect to specular T^\downarrow). This is also true for the relative contribution of the downwelling radiation to the measured brightness temperatures. This effect partly explains the sensitivity of the 50 GHz channel to the surface assumption (also noticed by Guedj et al. (2010) when examining microwave surface emissivities over

Antarctica).

2.3.2 On the frequency dependence of the sea ice emissivities

In the following sections, we focus on emissivity estimates near nadir situations for which the effect of the surface approximation is largest. We first investigate the emissivity variation with frequency.

Figure 5.5 shows monthly mean values of the (a) specular and the (b) Lambertian emissivities over multi-year sea ice as function of the frequency. Figure 5.6 is similar to Figure 5.5 but for seasonal sea ice. The sea ice types are those of the OSISAF product. For multi-year ice and for the two surface assumptions, the emissivity globally decreases with frequency. The emissivity decrease seems stronger in the winter season (especially between 50 and 89 GHz) which may be due to the fresh snow cover associated with volume scattering. See for instance the specular emissivity variation in August-September against the emissivity variation during January-April. The decrease of emissivity seems more pronounced with the Lambertian surface assumption, especially between 31 and 89 GHz. This may be due to the increase in emissivity usually noticed at 50 GHz with a specular assumption, which is no longer observed with the Lambertian assumption. The use of a specular assumption, if the surface is Lambertian, would introduce an over estimation of the surface emissivity. In the case of multi-year sea ice, the most likely assumption should be the Lambertian rather than the specular (or a mixture between the two assumptions). Harlow et al. 2010 have also shown that the Lambertian assumption should be privileged over Polar Regions for data assimilation and for atmospheric retrieval dealing with AMSU-like observations. Over seasonal ice, the emissivity remains stable from 23 to 50 GHz and decreases for higher frequencies. This is consistent with previous sea ice emissivity studies (see for instance Mathew et al. (2008)). Independently of the surface assumption, seasonal sea ice emissivities are globally larger than multi-year sea ice emissivities.

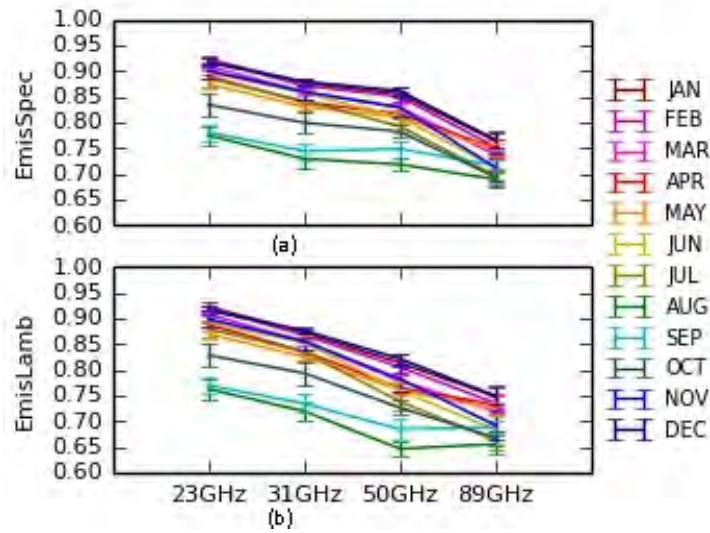


FIGURE 5.5 – Monthly mean values of surface emissivity computed during 2009, over MY sea ice, as function of frequency. Results are given when the (a) specular assumption is used for the emissivity computation and (b) when the surface is assumed Lambertian.

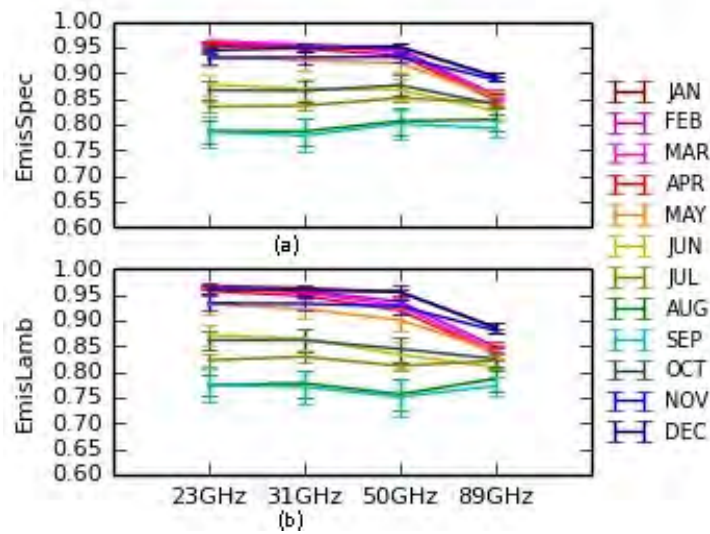


FIGURE 5.6 – Monthly mean values of surface emissivity computed during 2009, over seasonal sea ice, as function of frequency. Results are given when the (a) specular assumption is used for the emissivity computation and (b) when the surface is assumed Lambertian.

2.4 Using microwave emissivities to separate open seas from sea ice regions

2.4.1 Emissivity estimates to separate sea ice and open sea regions

As stated earlier, independently from frequency, the near nadir estimated emissivities show more variability and lower values in average over open sea than over sea ice. The emissivity difference between specular and Lambertian emissivities is greater over open sea than over sea ice, due to the dominant term of the Fresnel power reflection. Over sea ice, several processes can occur including emission/absorption phenomena by water, sea ice and snow ; scattering phenomena by brine/air inclusions and by snow grains ; reflection phenomena at interfaces between snow/ice layers. According to each frequency and their different sensitivities to the surface, these processes lead to higher variations of sea ice surface emissivity and emissivity difference.

Figure 5.7 shows mean near-nadir emissivity difference maps (between Specular and Lambertian estimates) at 23 GHz for four distinct months in 2009 : (a) January, (b) April, (c) July and (d) October. Results for 31, 50 and 89 GHz are shown in Figure 5.8, Figure 5.9 and Figure 5.10 respectively. As only near-nadir emissivity values are shown on each map, a large pole hole is generated from latitude 81°N. One can notice that regardless of the frequency, the emissivity difference is highest over open sea areas. For a given frequency, the emissivity difference changes with season. For 23 GHz, its mean value over open seas changes from 0.025 during winter to almost 0.045 in July. For 31 and 50 GHz, we noticed a weaker seasonal variation of the emissivity difference over open seas compared to the other window channels. The difference between the two regions (open sea, sea ice) is so pronounced that the emissivity difference parameter ($\text{EmisSpec} - \text{EmisLamb}$) can be effectively used to separate areas of open seas from those of sea ice. This statement is partly consolidated by NSIDC sea ice extent defined by a black line over each monthly mean map, for the corresponding month. One could notice that high emissivity difference values (associated with open sea areas) are in very good agreement with areas of sea ice from NSIDC.

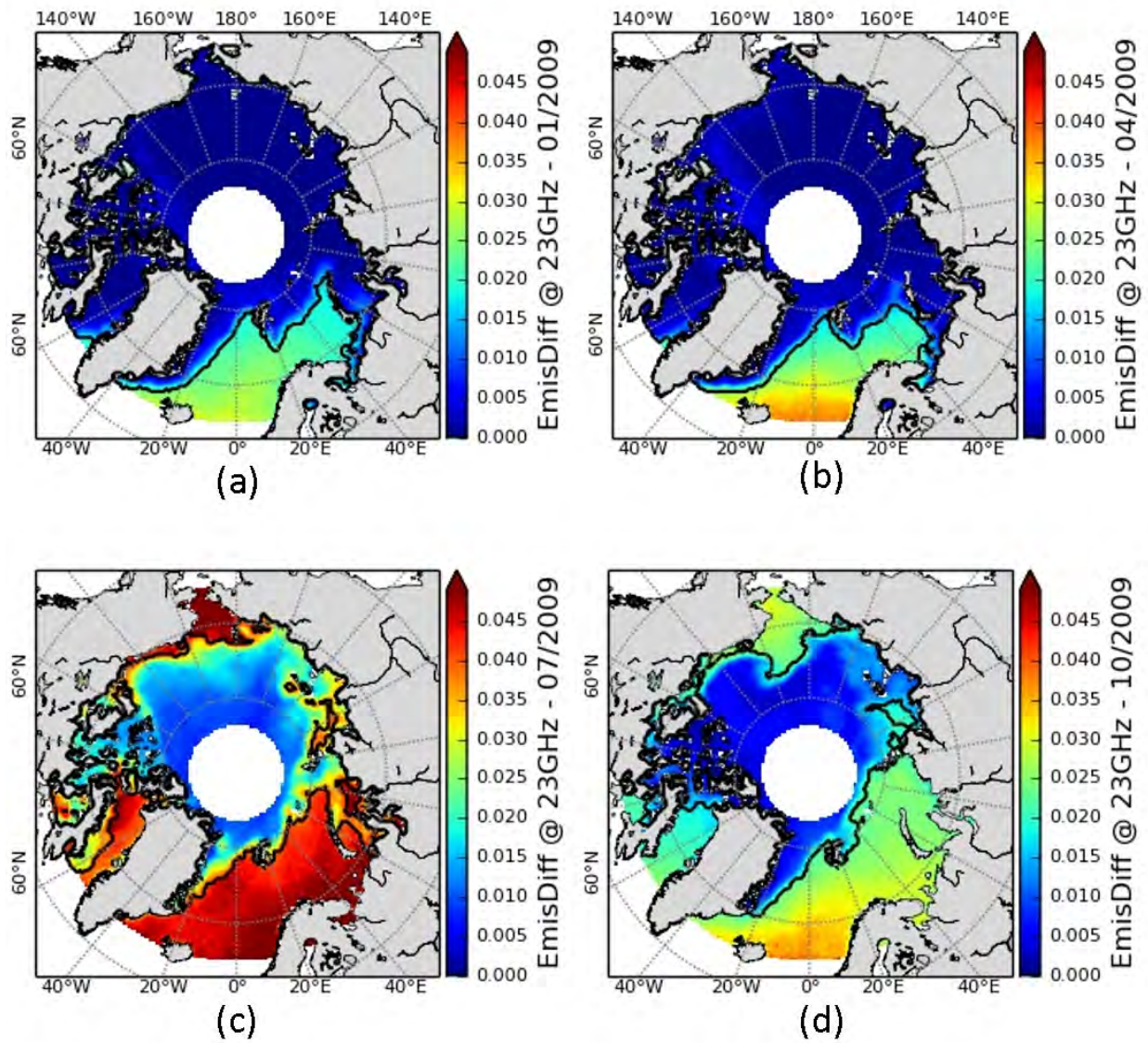


FIGURE 5.7 – Monthly mean maps of specular and Lambertian emissivity difference ($\text{EmisSpec} - \text{EmisLamb}$) at 23 GHz for (a) January, (b) April, (c) July, and (d) October 2009. Monthly mean NSIDC sea ice extent is shown on each map (black line).

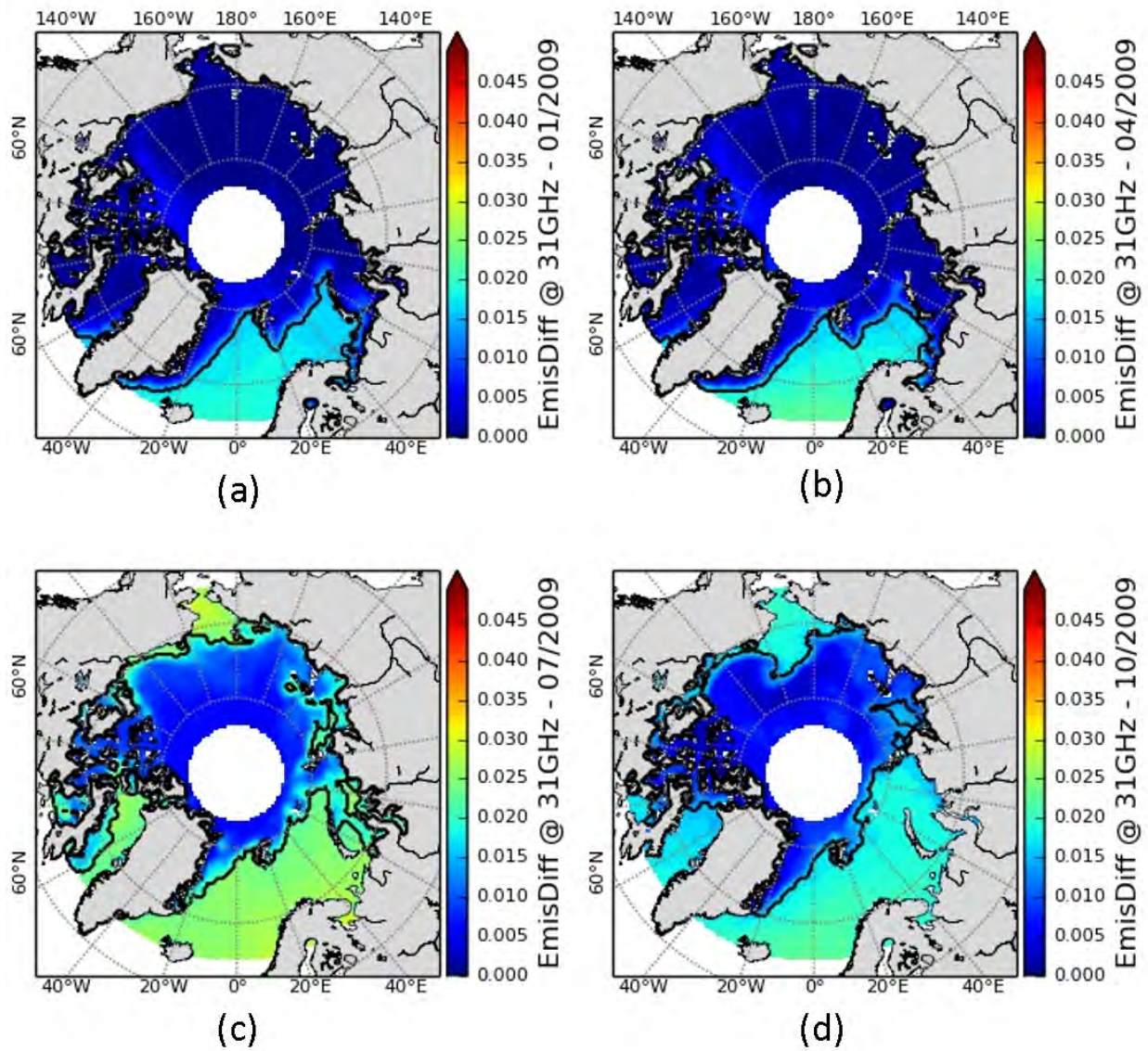


FIGURE 5.8 – Monthly mean maps of specular and Lambertian emissivity difference (EmisSpec-EmisLamb) at 31 GHz for (a) January, (b) April, (c) July, and (d) October 2009. Monthly mean NSIDC sea ice extent is shown on each map (black line).

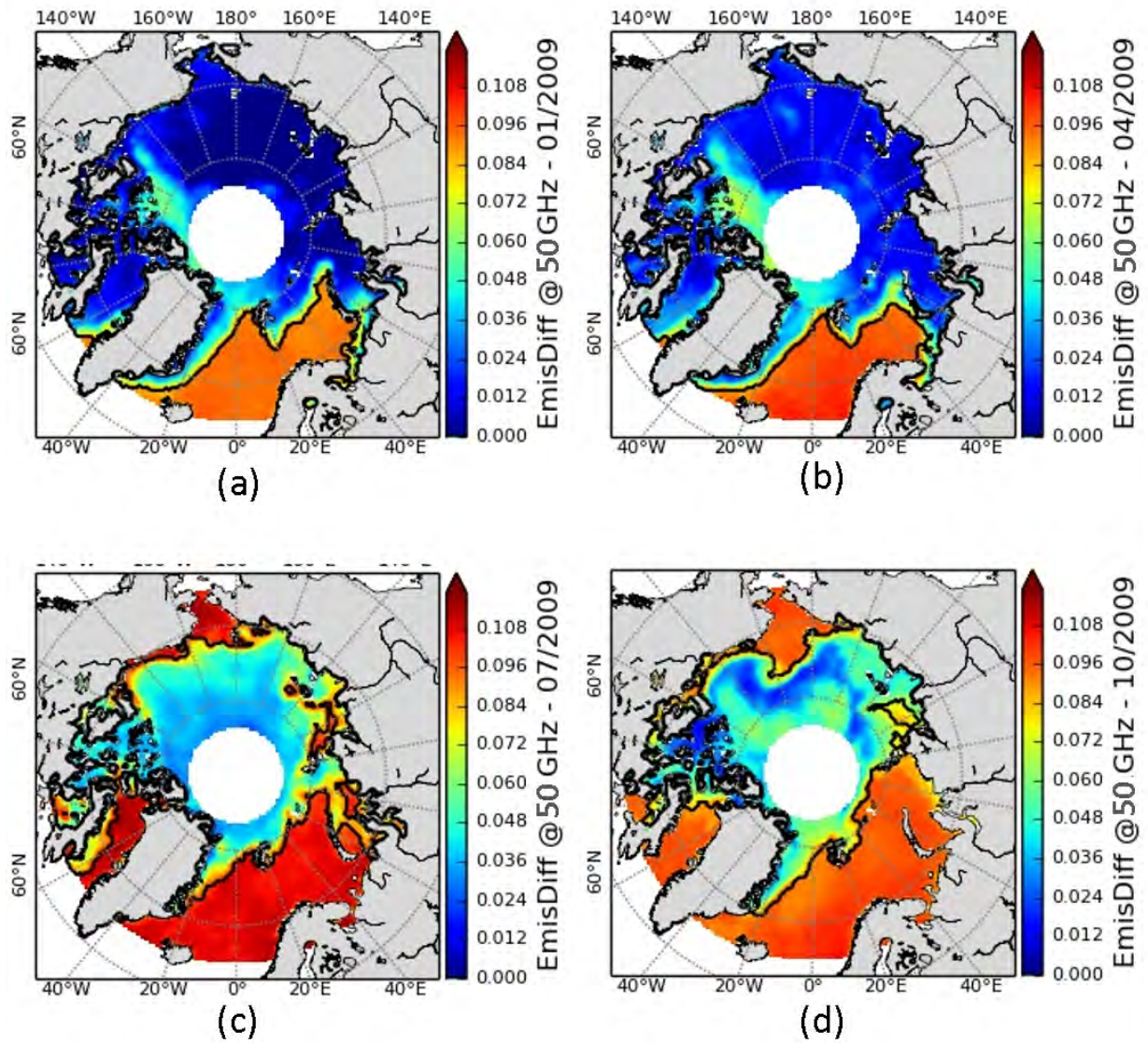


FIGURE 5.9 – Monthly mean maps of specular and Lambertian emissivity difference (EmisSpec-EmisLamb) at 50 GHz for (a) January, (b) April, (c) July, and (d) October 2009. Monthly mean NSIDC sea ice extent is shown on each map (black line).

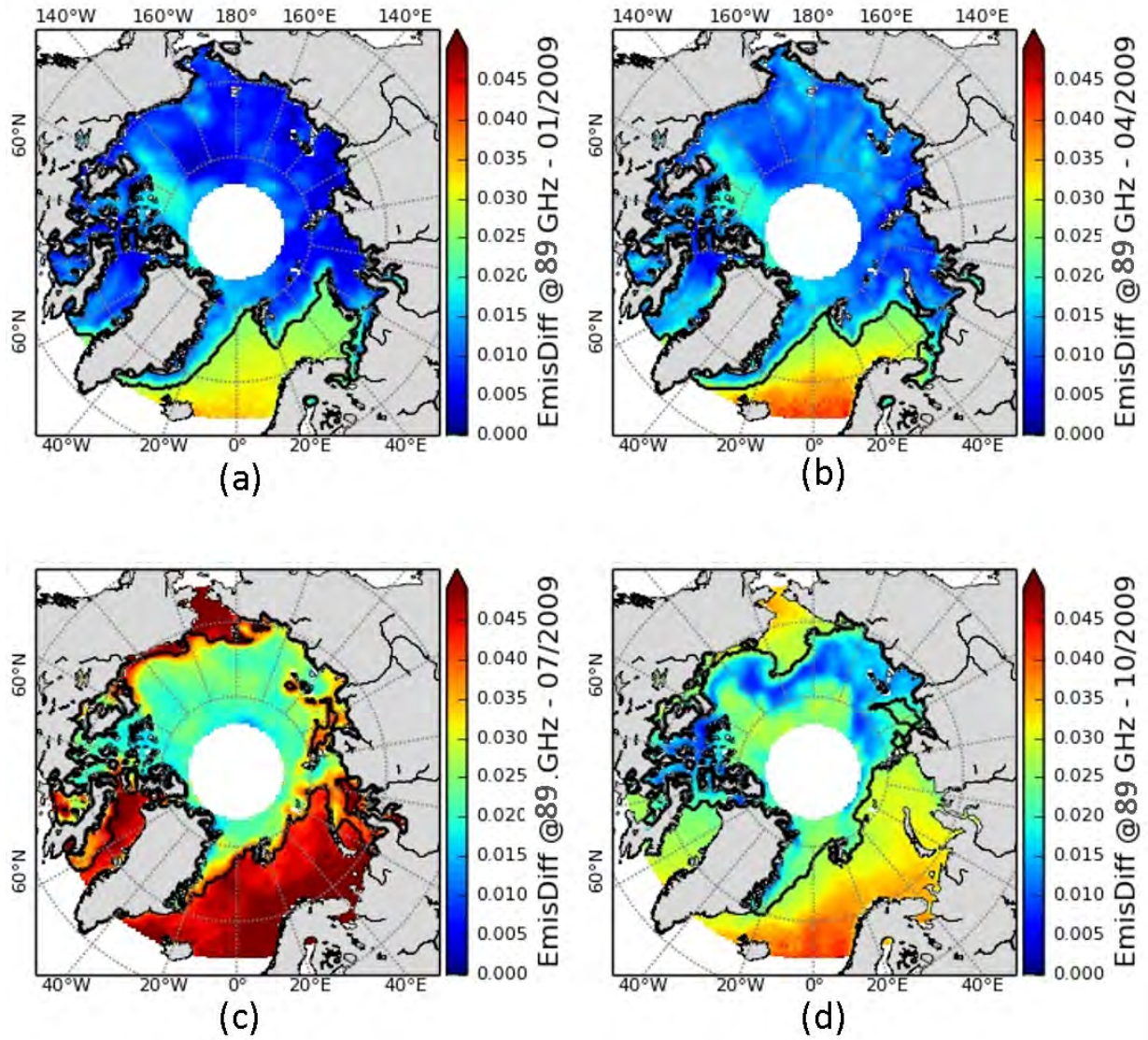


FIGURE 5.10 – Monthly mean maps of specular and Lambertian emissivity difference (EmisSpec-EmisLamb) at 89 GHz for (a) January, (b) April, (c) July, and (d) October 2009. Monthly mean NSIDC sea ice extent is shown on each map (black line).

2.4.2 Arctic sea ice extent from microwave surface emissivities

As stated in the section 2.4.1, the emissivity difference parameter (EmisSpec minus EmisLamb) can be effectively used as a proxy to separate areas of open seas from those of sea ice : larger values of emissivity difference are rather associated with open sea surfaces. We also noticed that in relation with ice/no ice separation, AMSU window channels show different behaviors and can give slightly different results.

Based on emissivity differences and on EmisSpec and using threshold values listed in table 5.2, we performed first estimations of Arctic sea ice extent. For instance, when emissivity differences at 23 GHz are lower than 0.15, then pixels are assumed to be above sea ice and when the specular emissivity at the same frequency is greater than 0.7 then the corresponding pixel is assumed to be above sea ice.

TABLE 5.2 – Emissivity difference (EmisSpec minus EmisLamb) and specular emissivity (EmisSpec) sea ice / open sea yearly threshold intervals for 2009 at 23, 31, 50 and 89 GHz

Thresholds		
Frequency (GHz)	EmisSpec-EmisLamb	EmisSpec
23	0.01-0.015	0.60-0.70
31	0.01-0.015	0.60-0.70
50	0.06-0.08	0.67-0.75
89	0.015-0.03	0.72-0.80

Figure 5.11 shows monthly mean total sea ice area as estimated from several sea ice products (OSISAF, NSIDC) and as derived from emissivity differences using threshold intervals, whereas Figure 5.12 shows results using the specular surface emissivity thresholds. During winter, total sea ice extent derived from emissivity difference, specular emissivity and other sea ice products are in very good agreement. The main discrepancies appear at high frequencies (89 GHz) for which monthly sea ice extent is either over- or under-estimated according to the high or low threshold values of emissivity differences and EmisSpec threshold intervals.

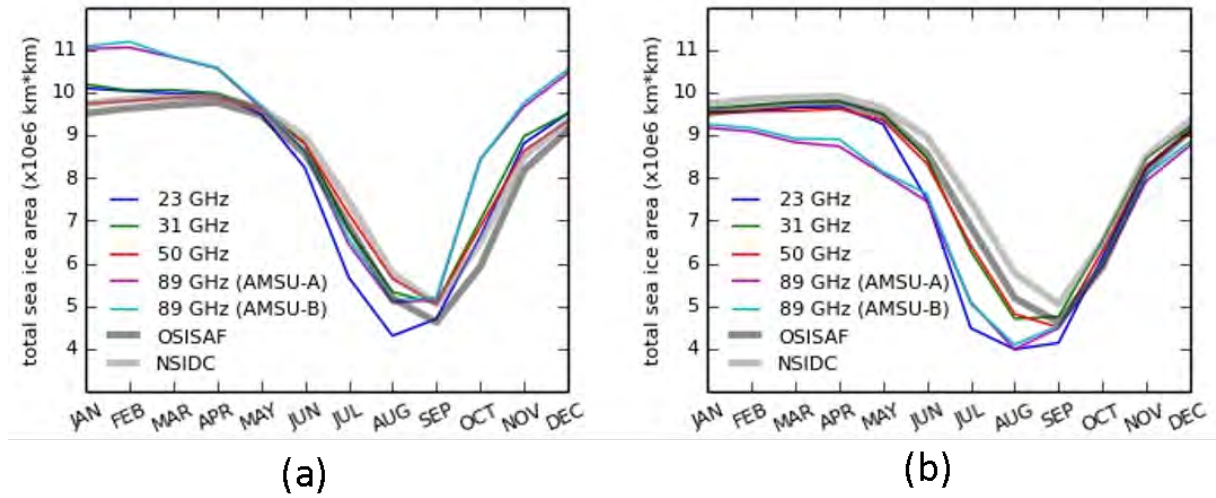


FIGURE 5.11 – Monthly mean total sea ice area for 2009 as estimated from OSISAF (black line) and NSIDC (gray line) and from window channels microwave emissivity difference (EmisSpec minus EmisLamb) using the (a) low limit and the (b) high limit of the emissivity difference threshold intervals from Table II.

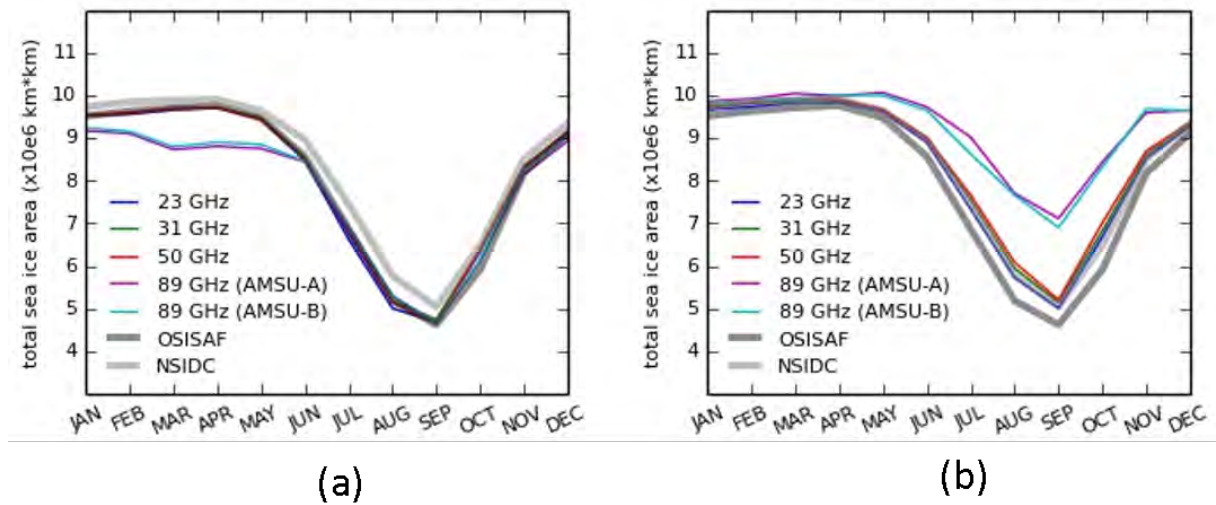


FIGURE 5.12 – Monthly mean total sea ice area for 2009 as estimated from OSISAF (black line) and NSIDC (gray line) and from window channels microwave specular emissivity using the (a) low limit and the (b) high limit of the emissivity difference threshold intervals from 5.2.

During summer, higher discrepancies are noticed between monthly sea ice extents from emissivity differences and other sea ice products. At 23 GHz, a greater difference of the signal over open sea between January and July was noticed in the previous section. This results in an under-estimation of total sea ice extent during summer (in July and August), using both the high and low limits of the emissivity

difference yearly threshold interval. The increase of emissivity difference over sea ice and open sea at 23 GHz, during summer, could partly be due to the water vapor contamination, increased at this period.

Total sea ice extent derived from specular emissivity is more homogeneous throughout the year and smaller differences are noticed between sea ice extents from the different sources. Total sea ice extent obtained from AMSU-A and -B Specular emissivity threshold intervals at 89 GHz (higher value) is over-estimated during summer and until November. This is due to the low gradient of values of specular emissivity at 89 GHz over the sea ice edge - open water transition.

The comparison of total sea ice extents obtained from different AMSU window frequency surface emissivity and emissivity difference thresholds shows the accuracy of specific frequencies to delimit sea ice and open water over the year. As stated in section IV.A., emissivity differences at 31 and 50 GHz over open water remain quite stable throughout the year. This results in total sea ice extents, obtained for these frequencies and using a yearly emissivity difference threshold, that are in good agreement with other sea ice products during the whole year. It is also the case for sea ice extent obtained from specular emissivity at 31 and 50 GHz.

2.5 Characterizing sea ice surface emissivity properties

In this section, we analyze the temporal variations and spatial patterns of surface emissivity parameters combining the specular and Lambertian surface assumptions and the different frequencies, to evaluate their potential for sea ice characterization in terms of age and physical state of the ice. Following the results of section 2.3 and 2.4, two emissivity parameters are used : the specular emissivity at 31 GHz (noted EmisSpec31 hereafter) and the normalized emissivity difference at 50 GHz (noted as NormEmisDiff50). Beside emissivity, we also calculate the gradient ratio between brightness temperature (TB) at 23 GHz and TB and 89 GHz (noted TBGR23-89 hereafter). The different sensitivities of each parameter are gathered in table 5.3.

TABLE 5.3 – Summary of emissivity and TB parameters used to characterized the sea ice surface, their corresponding short name and a description of their main characteristics

Parameter	Short name	Characterization
Specular surface emissivity at 31.4 GHz	EmisSpec31	31 GHz is a window channel, thus maximizing the surface emission and minimizing water vapour and cloud contamination.
Normalized emissivity difference between specular and Lambertian emissivities at 50.3 GHz	NormEmisDiff50	The 50 GHz channel was found to provide the best sensitivity to both surface roughness and volume scattering and thus to the surface assumption over sea ice.
Gradient ratio between brightness temperature (TB) at 23.8 and TB at 89 GHz	TBGR23-89	This parameter provides model independent data. The 23.8 and 89 GHz channels provide information respectively from the deepest and the thinnest ice layers due to their different penetration depths (Haggerty and Curry (2001), Mathew et al. (2008)).

In addition to the mean parameters, the local variability of parameters, defined as the variance estimate over the considered point and its 8 neighboring grid cells, are used to characterize the horizontal homogeneity.

Temporal variability of each emissivity parameter and their local variations are analyzed over three different areas, pointed out in maps from Figure 5.13 :

1. an FY ice area, which is totally covered with open sea during summer, in Kara Sea vicinity (hereafter noted as KS).
2. an MY ice area, in the area near the North Canadian archipelago (noted NC).
3. an area of mixed ice, located between East of Greenland coast and the Svalbard Islands, north of Fram Strait (noted EG).

The three areas are wide enough to provide a proper calculation of mean parameters and homogeneous (in terms of age of the ice) during each season. Figure 5.14 shows the seasonal evolution of each emissivity parameter (first panel in (a), (b) and (c)) and their local variability (second panel in (a), (b) and (c)), as well as

NSIDC sea ice ages (3rd panel in (a), (b) and (c)) and OSISAF sea ice types (4th panel in (a), (b) and (c)) within KS (a), NC (b) and EG (c).

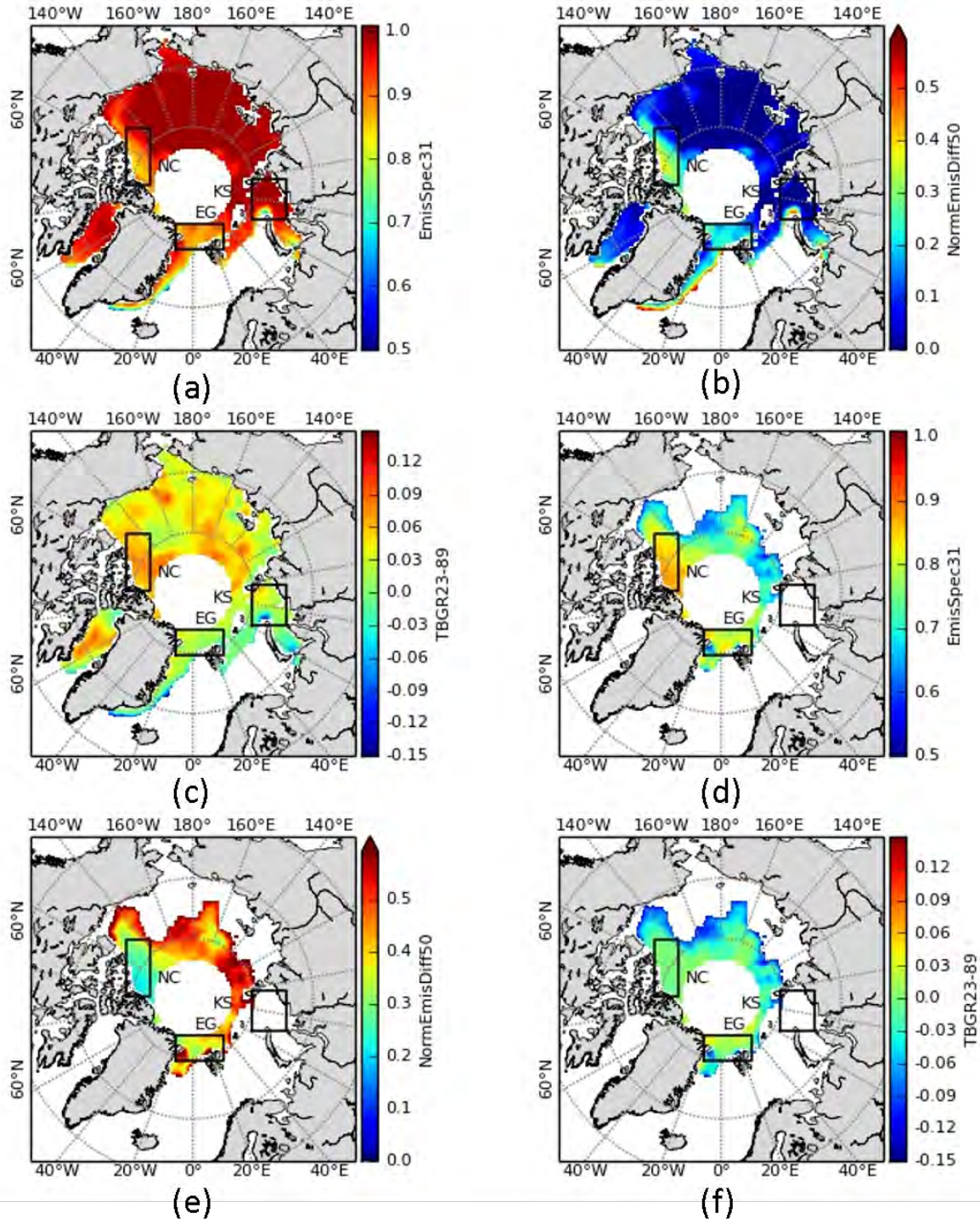


FIGURE 5.13 – Maps of mean EmisSpec31, NormEmisDiff50, and TBGR23-89 (from top to bottom) averaged over the last two weeks of (a)–(c) January and (d)–(f) August 2009.

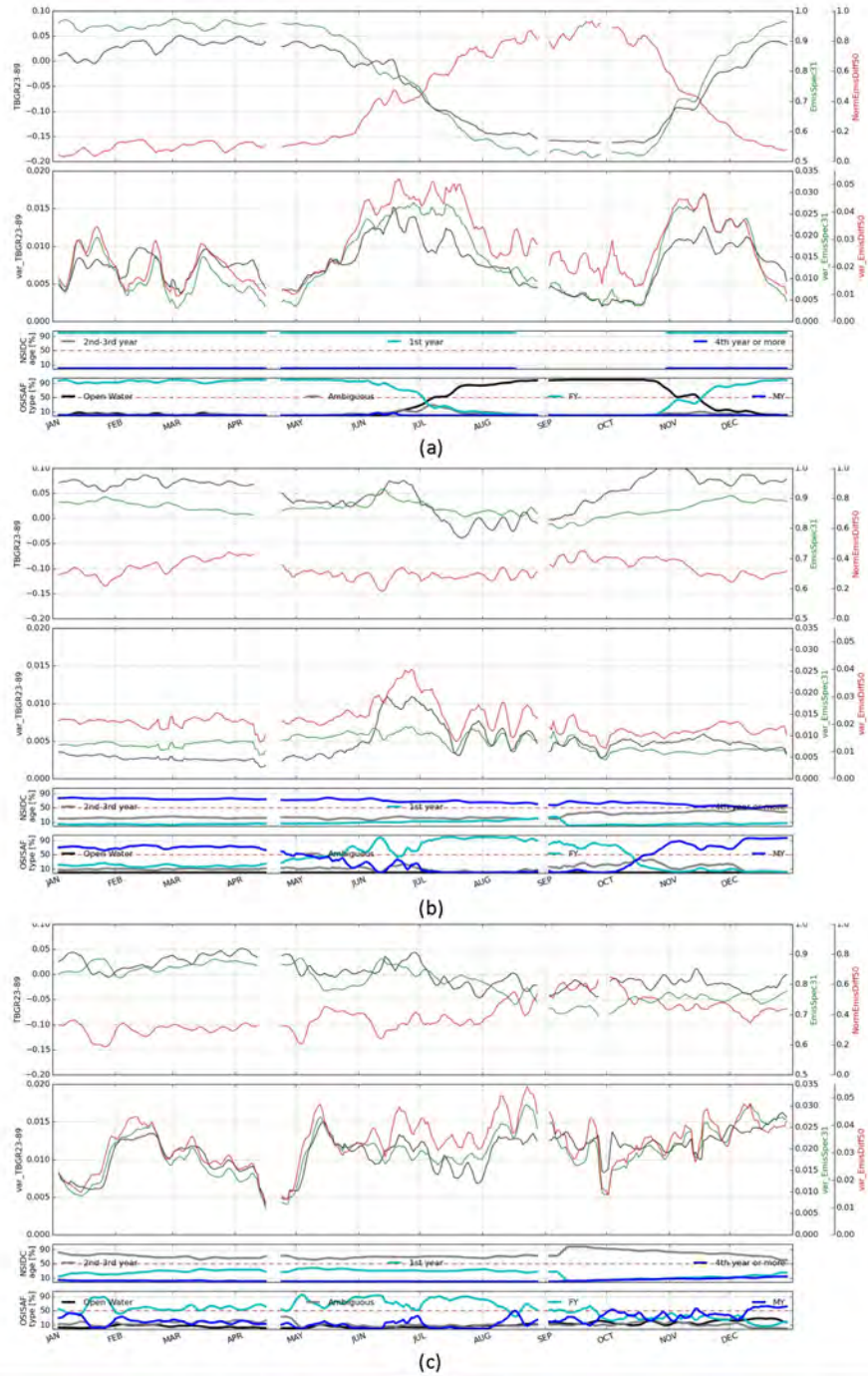


FIGURE 5.14 – Daily evolution of mean EmisSpec31, NormEmisDiff50 and TBGR23-89 (first plot) and their respective local variability (second plot) over (a) KS, (b) NC, and (c) EG area, during 2009. Third and fourth plots of (a)–(c) show mean daily evolution of NSIDC sea ice ages and OSISAF sea ice types averaged over the same areas.

Together with temporal variations, spatial patterns of the emissivity parameters are studied over Arctic sea ice for both winter and summer periods. Figure 5.13 shows the mean values of EmisSpec31, NormEmisDiff50 and TBGR23-89, from top

to bottom, for the two last weeks of January (representing the winter period) (left panels) and August (representing the summer period) (right panels). Two weeks are chosen as a time period that is short enough to avoid a significant seasonal trend (in August); and long enough to characterize winter and summer periods. This time period was also found as the optimal period of study to filter out small-scale measurement noise in the signal (including meteorological variability) while natural variations due to significant changes in the sea ice surface can still be detected.

This dual temporal/spatial analysis allows a finer characterization of sea ice emissivity, as emissivity parameters vary with both sea ice type (spatial patterns) and sea ice surface state (temporal variations of sea ice).

2.5.1 FY ice

Over FY ice from KS area, emissivity parameters show a smooth temporal variation with a high seasonality, following the seasonal changes of the physical state of the ice (Figure 5.14, (a), top plot) : frozen ice during winter and re-freezing autumn periods, and open water invading the area from Spring to the end of Summer. Local variability of emissivity parameters (Figure 5.14, (a), second plot) is maximal in both spring and autumn transition periods. A more detailed seasonal analysis can explain the observed values :

1. The decrease of temperature during the re-freezing period, combined to the frequent winter snowfalls, are favorable conditions for the formation of FY ice (Hollinger et al. (1984)). This explains the small but variable values of TBGR23-89 over a thin layer of new ice forming at these periods (between $[0; 0.05]$ during winter and $[-0.05; 0.05]$ during the refreezing period). As an effect of a highly emissive FY ice surface, EmisSpec31 is close to 1 while NormEmisDiff50 is close to 0. These homogeneous values over KS area - also seen over the Beaufort Sea between longitudes 140° W- 140° E, during the two last weeks of January - contrast with other ice types, such as multi-year ice in NCA area between longitudes 110° W- 140° W (Figure 5.13, (a) and (b)). Thus, winter FY ice can easily be isolated from other ice types by using the emissivity parameters. The daily mean local variability of each parameter alternates between high and low values during winter. According to daily ECMWF reanalysis of 10 m wind, and snowfall examined at the same period, this variable local variability could mainly come from localized winter snow storms associated to high winds, occurring over preferential zones within KS area. Therefore, surface roughness and volume scattering in the fresh snow layer temporarily increase in preferential zones, increasing NormEmisDiff50 and decreasing EmisSpec31, respectively in these zones.
2. The spring transition period (from mid-May to end of July) is marked by the decrease of EmisSpec31 (from 0.8 to 0.6) and TBGR23-89 (towards negative values, from 0 to -0.15) and the increase of NormEmisDiff50 (from 0.3 to 0.6), due to melting ice. The formation of melt ponds and leads over the area, due

to ice fragmentation, increases the local variability, since wet surfaces decrease EmisSpec31 and TBGR23-89 and increase NormEmisDiff50.

3. As FY ice mainly melts during summer, the parameters reach typical open water values. Values similar to FY ice before melt (at the end of Spring transition period) are seen over areas of remaining sea ice during the second half of August (Figure 5.13, from (d) to (f)), for instance over North of Beaufort Sea ($[160^{\circ} \text{ W}, 180^{\circ}]$, 80° N), North of Laptev Sea ($[120^{\circ} \text{ E}; 140^{\circ} \text{ E}]$, 80° N) and EG sea ice areas (TBGR23-89 around -0.15, EmisSpec31 around 0.6 and NormEmisDiff50 around 0.6). These areas mainly correspond to NSIDC FY ice at the same period (see Figure 5.1, (d)) and can thus be isolated from other SY and MY ice areas. The increase of local variability, starting at the beginning of the refreezing period (end of October) marks the increase of TBGR23-89 and EmisSpec31 and the decrease of NormEmisDiff50 towards values typical of winter FY ice.

These seasonal variations are in good agreement with the evolution of NSIDC sea ice age and OSISAF sea ice types (Figure 5.14, (a), third and fourth plots, respectively).

2.5.2 MY ice

Unlike over FY ice from KS area, EmisSpec31 and NormEmisDiff50 do not show any significant seasonal change throughout the year over NCA MY ice and they range between 0.8-0.9 and 0.2-0.4, respectively (Figure 5.14, (b), first and second plots). However, TBGR23-89 decreases from winter to summer (from around 0.07 to negative values in August). Apart from an increase during the spring transition period, local variabilities also remain stable and relatively low during the year. A more detailed description of the effect of seasonal changes on MY ice emissivity parameters follows hereafter :

1. During winter, MY ice is a hummocky surface due to heterogeneous melting and re-freezing from the previous summers, increasing surface roughness. Successive melting and refreezing of the ice also involves brine drainage and the formation of air pockets, which increases volume scattering. This explains the high NormEmisDiff50 and TBGR23-89 and low EmisSpec31 in this area, contrasting with areas of other sea ice types, as illustrated during the end of January (Figure 5.13, from (a) to (c)).
2. There is no spring trend from April to July, in average. However, rapid variations of TBGR23-89 in particular, associated with a jump in local variabilities, occur during the second week of June. They are typical of abrupt temperature variations, with re-freezing superficial layers of wet snow or ice and increasing temperature gradient within the ice.
3. Under higher Summer air temperature, the superficial melting MY ice enhances the absorption of solar radiation in the lower layers of the ice, leading to ice layer homogenization (Grenfell and Maykut (1977)), and reduced dispersion and vertical temperature gradient within the ice. This is consistent

with a higher *EmisSpec31*, lower *NormEmisDiff50* and *TBGR23-89* around 0 over NCA area, compared to values over other ice types such as North of Beaufort Sea, North of Laptev Sea or zones within EG area (Figure 5.13, (d) to (f)). Such a behavior of emissivity parameters over this area allows one to distinguish well this ice type from others. The oscillations of each parameter and its respective local variability (Figure 5.14, (b), first and second plots) during August, could be linked to the rapid changes of the sea ice surface and its deeper structure, in an ice drifting area along an East-West current.

Throughout the year, the NSIDC ice age remains fairly constant in the area (more than 50% MY ice, see Figure 5.14, (b), third plot), whereas the OSISAF classification changes in June from a majority of MY to FY ice (fourth plot in Figure 5.14, (b)). This mis-classification could be due to the summer transformation of MY ice, whose gradient ratio decreases to values close to winter FY ice ones, due to thermal homogenization.

2.5.3 Mixed ice

SY ice emissivity properties from EG area appear as a mixture between both FY and MY ice emissivity properties. This is also illustrated by the OSI SAF classification with high variations in the FY/MY ice rates (see Figure 5.14, (c), lower plot). Local variability of each emissivity parameter is rather high during the whole year (Figure 5.14, (c), second plot), due to the mixed FY-SY and MY ice, all present in the area.

1. During winter, emissivity parameters are roughly stable and vary around $[0; 0.05]$, 0.85 and 0.25-0.35 for *TBGR23-89*, *EmisSpec31* and *NormEmisDiff50*, respectively. The contrast between EG area and other areas of ice is not as clear as between FY/MY ice : EG area *TBGR23-89* is similar to KS area *TBGR23-89* (Figure 5.13, (c)); values of *EmisSpec31* are close to those over NCA (Figure 5.13, (a)) and *NormEmisDiff50* seems to show intermediate values (Figure 5.13, (b)). Roughly stable values are again observed during the freezing-up period, but with different mean values $([-0.05; 0], 0.75, [0.4-0.6])$ for *TBGR23-89*, *EmisSpec31* and *NormEmisDiff50*, respectively (Figure 5.14, (c), first plot). These differences can be explained by the important ice dynamics during summer, introducing new ice floes from the Arctic basin, which refreeze during the end of the year.
2. The summer period is marked by the significant outflow activity in this region, formed by seasonal and multi-year ice coming from other areas in the Arctic Basin (Tucker et al. (1987)). This could explain the slight decrease of *TBGR23-89* (towards negative close to 0 values) and *EmisSpec31* along with the increase of *NormEmisDiff50* during the Spring transition period and summer melt, as well as the jumps in a relatively high local variability of emissivity parameters (Figure 5.14, (c), second panel). Spatial patterns of each parameter show a high variability within the area (Figure 5.13, from (d)

to (f)), mixing typical summer FY and MY ice values and making this SY ice region hardly distinguishable from other FY and MY ice areas.

2.5.4 Towards Arctic sea ice characterization using a statistical clustering method

The temporal variations and spatial patterns of emissivity parameters over different ice types point out the contribution of Lambertian and specular emissivities at specific frequencies as well as the gradient ratio between high and low frequencies, to characterize sea ice surface and ice thickness throughout different seasons. Specific inter-relations between EmisSpec31, NormEmisDiff50, TBGR23-89 and their respective local variability are pointed out, according to ice type and seasonal sea ice surface states. These inter-relations are summed-up in table 5.4, as intervals of values and/or trends of each emissivity parameter, can help to characterize FY, SY and MY ice during winter, summer and both spring and autumn transition periods. Local variability of NormEmisDiff50 (noted VarNormEmisDiff50 hereafter) is the only mentioned local variability in table 5.4 as its temporal evolution over the different sea ice areas has shown to be the most sensitive parameter to changes in the sea ice surface.

TABLE 5.4 – Two weekly mean TBGR23-89 (1), EmisSpec (2), NormEmisDiff50 (3) and VarNormEmisDiff50 (4) ranges and trends that best characterize NSIDC FY, SY, and MY ice separately, during winter, spring, summer and autumn periods. For a given period, bold comments compare each parameter over a given ice type, relatively to over other ice types.

	W	SP	SU	A
	FY ice			
(1)	0...0.05 Low	Decrease	≈ -0.15	Decrease towards winter values
(2)	≈ 1 High	Decrease	≈ 0.6 Low	Decrease towards winter values
(3)	≈ 0 Low	Increase	≈ 0.6 High	Decrease towards winter values
(4)	Variable values (atmospheric conditions impacting surface)	Max. values	-	Max. values
	MY ice			
(1)	0...0.07 High	Decrease	≈ -0.15 Low	Decrease towards winter values
(2)	0.8...0.9 Low	No trend	High	No trend
(3)	0.2...0.4 High	No trend	Low	No trend
(4)	-	Max. values (atmospheric conditions impacting surface)	-	-
	SY ice			
(1)	0...0.05 Low	Decrease	Mixed FY/MY values	-0.05...0
(2)	≈ 0.85 Low	Decrease	Mixed FY/MY values	≈ 0.75
(3)	0.25...0.35 Intermediate	Increase	Mixed FY/MY values	0.4...0.6
(4)	High	-	-	-

To better evaluate the potential of emissivity parameters for Arctic sea ice characterization, TBGR23-89, EmisSpec31, NormEmisDiff50 and VarNormEmisDiff50 are combined according to their specific inter-relations to generate sea ice clusters according to age and surface state. A Hierarchical Agglomerative Clustering algorithm (Yager (2000)), noted HAC hereafter, is used to generate the ice clusters. For each period, the input parameters are averaged over two weeks and normalized by the minimum minus maximum value over Arctic sea ice. The time ranges from January, 1st to February, 15th and from August, 1st to September, 15th account for the winter and the summer periods, respectively. Longer periods than in the previous sections are chosen to better check the temporal continuity of ice clusters. This iterative statistical method is based on a distance calculation between the elements of each normalized emissivity parameter. According to the distance between two values (or between one value and a group of values), data points are gathered into separate or common clusters. The number of clusters is set to 4, enabling data points at the sea ice edge to form one separate cluster.

Maps of 2-weekly mean ice clusters are obtained with the algorithm during both seasons (Figure 5.15 and Figure 5.16, left panels). Each cluster is characterized by its sea ice surface state, deduced from the joint analysis of EmisSpec31, NormEmisDiff50, TBGR23-89 and VarNormEmisDiff50 averaged over each cluster ; and of ECMWF reanalysis of sea level pressure, surface wind speed, 2m air temperature and snowfall during the same period. Maps of mean sea level pressure, averaged over the same time periods are also displayed (right panels). One can first notice the proper identification of MY ice located North of Canada throughout the seasons, in agreement with NSIDC (grey cluster). An exception is observed during the first couple of weeks in August (Figure 5.16, (a)), and will be explained later on. The area of mixed NSIDC SY ice, East Greenland and North of Svalbard Islands, is almost constantly classified by HAC in the same cluster as MY ice North of Canada : emissivity parameters and brightness temperature gradient ratio, as well as their inter-relations are similar to those over MY ice.

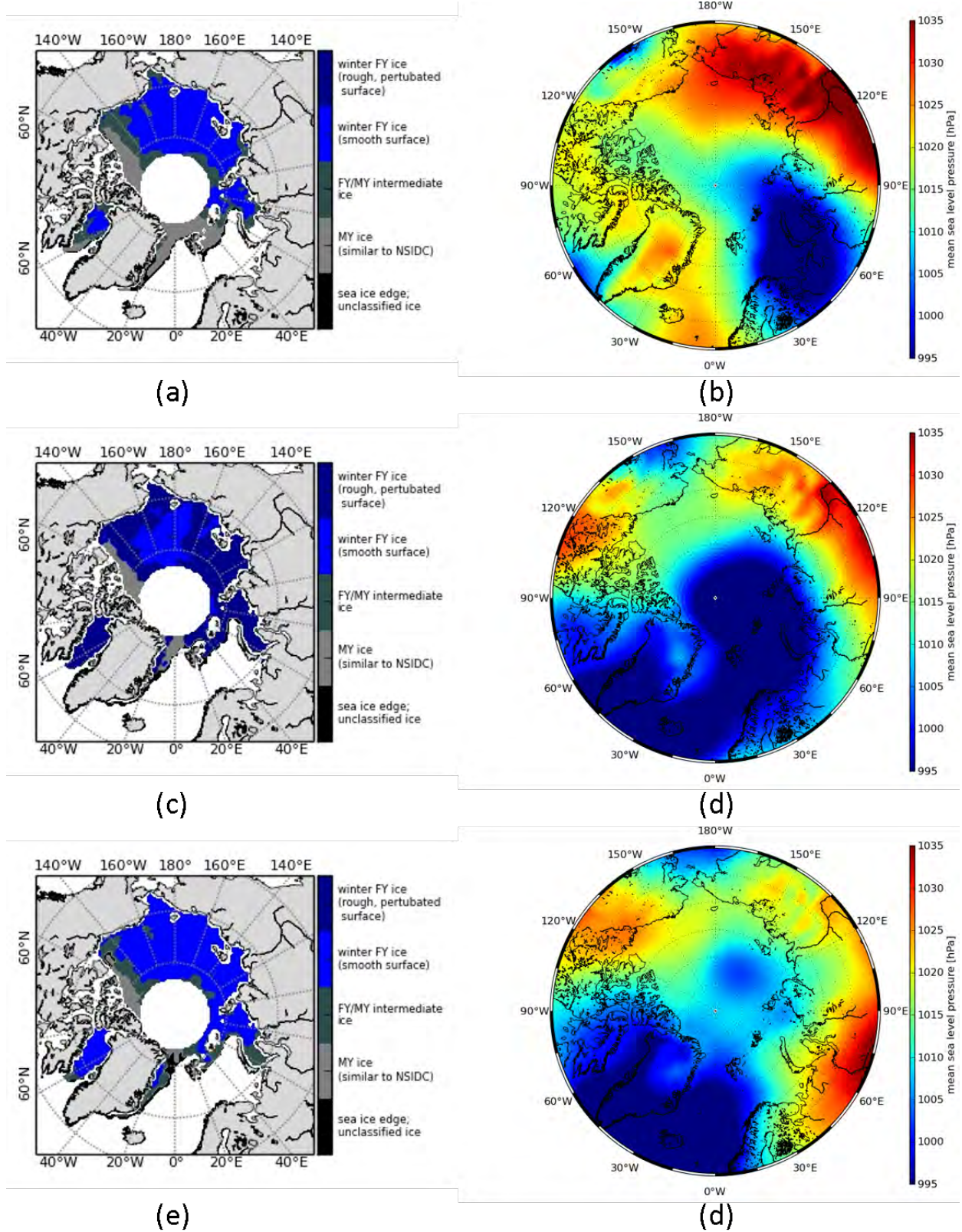


FIGURE 5.15 – Maps of HAC ice clusters and the averaged values of EmisSpec31, NormEmisDiff50, and TBGR23-89 corresponding to each cluster, obtained over two-week period (left). (a) and (b) 1 January to 15 January. (c) and (d) 16 January to 31 January. (e) and (f) 1 February to 15 February. Maps of mean sea level pressure over the same two-week period (right).

Other discrepancies also appear between NSIDC and HAC classifications. During the second half of January, young ice areas are parted in separate clusters : over the Beaufort Sea (between longitudes 160° E- 140° W) and Laptev and Kara Seas (between longitudes 100° E- 140° E and 60° E- 100° E, respectively) (Figure 5.15, (c)). Both clusters are characterized by low mean TBGR23-89 (0.04), typical of a weak thermal gradient within thin young ice. The Beaufort Sea area (light blue cluster) is characterized by typical highly ice EmisSpec31 (close to 1) and low NormEmisDiff50 (around 0). Its local variance is also close to zero. Such values mean that there is almost no surface scattering and low local heterogeneity, and that the surface is mainly emissive. This is characteristic of a uniform snow layer, in contrast with a slightly rougher (higher NormEmisDiff50, around 0.05) and more dispersive (lower EmisSpec31, around 0.97) ice surface in the other young sea ice regions of Laptev and Kara Seas (dark blue cluster). This can be explained by high winds (not shown) along a polar low's margins (Figure 5.15, (d)), moving from the Atlantic along Kara Sea and towards the pole during the second half of January. Homogeneity is recovered over all seasonal ice when the wind fades away, in February (Figure 5.15, (e)). As most of the ice surface was disrupted during January, mean values of TBGR23-89 and NormEmisDiff50 are slightly higher in February in all clusters. In particular, NormEmisDiff50 increases from 0.29 to 0.36 and TBGR23-89 from 0.05 to 0.07 over MY ice (grey cluster) ; from 0 to 0.16 and from 0.04 to 0.05, respectively, over smooth-surface FY ice (light blue cluster).

During summer, at the beginning of August, a broad area of ice (including MY ice North of Canada) is detected as a single cluster (green cluster, Figure 5.16, (a)). It is characterized by close to zero TBGR23-89 (instead of typical summer MY ice negative values), high EmisSpec31 (above 0.8), lower than mean summer MY ice NormEmisDiff50 (around 0.3) and close to zero VarNormEmisDiff50. It thus presents a homogeneous and highly emissive surface, with a weak temperature gradient between surface and deeper layers. This can be related to the occurrence of anti-cyclonic conditions : high pressure (Figure 5.16, (b)) with weak surface wind in the Beaufort Sea and over the small area around (160° E ; 80° N) (not shown). Stronger winds occur north of Bering Strait and in the Atlantic sector (not shown), giving the cluster this irregular pattern. This ice class then splits into two clusters (Figure 5.16, c and e), one mainly being the MY area North of Canada (grey cluster), in agreement with NSIDC, and the other being remaining seasonal ice that resists summer melt and becomes second year ice (cyan cluster). The weather change end of August to a medium pressure (Figure 5.16, (d) and (f)) leads to returning to a contrast between seasonal (cyan cluster) and MY ice (grey cluster), due to their different surface roughness and temperature gradient.

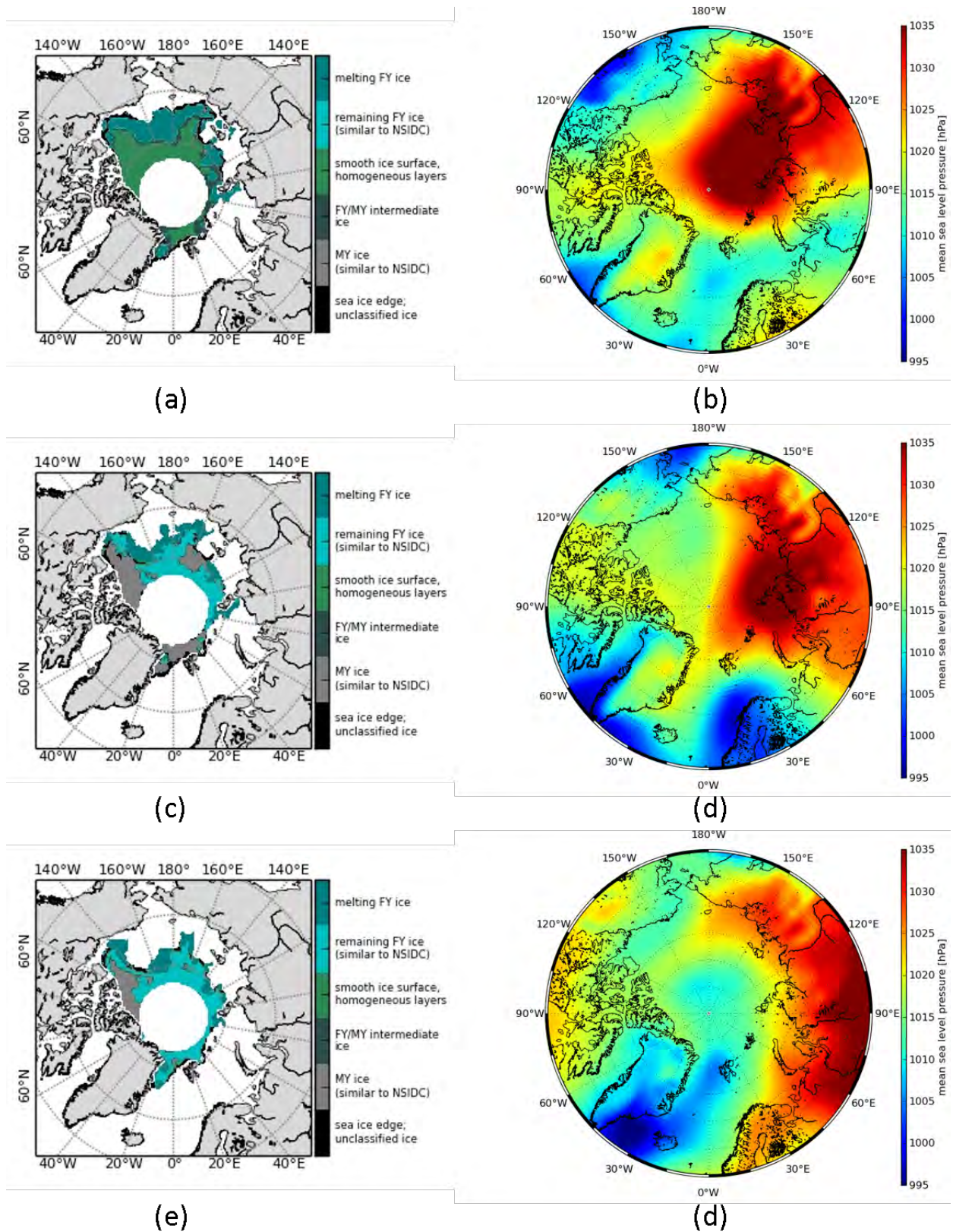


FIGURE 5.16 – Maps of HAC ice clusters and the averaged values of EmisSpec31, NormEmisDiff50, and TBGR23-89 corresponding to each cluster, for the following two-week period. (a) and (b) 1 August to 15 August. (c) and (d) 16 August to 31 August. (e) and (f) 1 September to 15 September. Maps of mean sea level pressure over the same two-week period (right).

This classification test suggests the potential of combining the different emissivity parameters, using different surface assumptions and frequencies, to provide useful sea ice characterization information for completing already existing sea ice type/age classifications. The reasonable consistency of sea ice clusters from HAC algorithm during winter and summer periods points out the stability of sea ice types (multi-year and seasonal ice types) in contrast with the variability of ice surface state within these two classes. Due to their respective sensitivity to deeper layers and thermal differences within the ice, EmisSpec31 and TBGR23-89 turn out to be the main contributors to detect winter and summer multi-year ice. NormEmisDiff50 and its local variability reflect the changes in sea ice surface from one region to another and help characterizing a more variable surface state. The impact of atmospheric variations on emissivity parameters is pointed out through this analysis, using bi-weekly time periods. This confirms the possibility of applying the clustering algorithm at smaller time scales, including daily atmospheric variations and improving the sea ice surface state characterization. Finally, the high spatial homogeneity of each parameter during summer points out the importance of taking into account temporal continuity of emissivity properties of the ice, to avoid ice type discontinuities and mis-classification.

2.6 Summary and conclusions

The surface emissivity of open water / sea ice in the Arctic was calculated directly using microwave observations from AMSU sensors by removing the atmospheric contribution from the measured radiometric signal. The emissivity was derived at 23, 31, 50 and at 89 GHz during 2009 assuming two contrasted assumptions about the surface : specular and Lambertian. The obtained emissivities were studied and the effect of the surface assumption analyzed together with the temporal, spatial, angular and spectral variability.

Some complementary sea ice products were used to better understand the variability of the emissivity. We have shown that, regardless the frequency, the effect of the surface assumption is larger over sea ice than over open seas. The effect of the surface assumption was also found larger for some frequencies and for near nadir observations than for higher zenith angles. The mean near nadir emissivity differences (between the Specular and the Lambertian emissivities) was found smaller than 0.01 for channels 23, 31 and 89 GHz over sea ice whereas it is close to 2-3% for these channels above open sea. Channel 50 GHz exhibits the larger emissivity difference with mean nadir values close to 3% above sea ice and almost 10% above open sea. The 50 GHz channel is associated with a frequency located close to the oxygen absorption band and the relative contribution of the down-welling radiation to the measured brightness temperature is larger at 50 GHz than at the other window frequencies. This effect partly explains the sensitivity of the 50 GHz channel to the surface assumption.

One of the major results of this paper is that, regardless the frequency, the emis-

sivity difference (EmisSpec minus EmisLamb : emissivity difference between the two considered surface assumptions) over the open sea and the sea ice areas is so pronounced that the emissivity difference parameter (EmisSpec minus EmisLamb) can be effectively used to separate areas of open seas from those of sea ice. This statement is partly consolidated by state-of-the-art sea ice products against which sea ice extent estimates derived from our emissivity estimates were compared.

In addition to a high sea ice / open sea contrast of surface emissivity, complex regional variations of surface specular emissivity and emissivity difference parameters were found over sea ice. By analyzing various emissivity parameters, combining the specular/Lambertian surface assumptions and the different frequencies, it was shown that the physical state of the sea ice surface and its deeper structure, under seasonal or specific atmospheric conditions, significantly impacts these parameters. Thus, three parameters and their horizontal variability were used in particular to infer physical properties of the sea ice surface, and to quantify their seasonal variations : 1) surface specular emissivity at 31 GHz ; 2) emissivity difference at 50 GHz ; and 3) brightness temperature (to have model independent estimates) gradient ratio between 23 and 89 GHz. The combined parameters enable the use of specific sensitivities, respectively to the emitting surface (also minimizing water vapor and cloud contamination) ; to the surface roughness ; and to the temperature gradient between the deepest and the thinnest ice layer. The study of these parameters over chosen sea ice areas, each characterized by seasonal, multi-year ice and a mixed seasonal/multi-year ice points out the inter- and intra-seasonal variability of emissivity properties of each ice type within the year. The existing relations between the parameters allow distinguishing accurately FY and MY ice during the different seasons, as well as changes in sea ice surface state due to specific atmospheric conditions. To evaluate the contribution of these parameters for sea ice characterization, a preliminary classification of different sea ice surfaces is undergone over Arctic sea ice through both winter and summer periods, by combining the three emissivity parameters and local variability of the emissivity difference at 50 GHz. Results show that EmisSpec31 and TBGR23-89 contribute well to the detection of sea ice types, mainly FY and MY ice detected all along the year. However, NormEmisDiff50 and its local variability provide additional information on the variable sea ice surface state, due to temporary atmospheric conditions.

This paper should be considered as a demonstration of the potential use of surface emissivity estimates at window channels, computed using two contrasted surface assumptions, to provide indirect information on sea ice extent and sea ice types. In addition, the use of the near nadir surface emissivity shows a higher potential to detect physical changes in the sea ice surface and could bring complementary information to current sea ice type classifications using brightness temperature measurements at higher incidence angles, such as 53° from SSMIS measurements used in the OSISAF classification. The method described in this paper is rather simple but gives quite satisfactory results about the estimation of the Arctic sea ice extent and brings relevant information about first year and multi year sea ice properties and about their seasonal evolution. Nevertheless, the proposed method has still a

number of weaknesses that need be corrected with several areas of possible improvements :

1. The use of an advanced classification method to better handle small scale emissivity variability and provide daily results. This involves the use of additional physical criteria to provide a variable number of clusters adapted to day-to-day emissivity variability.
2. To extend the period of study over several years to measure the sea ice annual variability.
3. To include surface emissivity estimates from other available microwave sensors such as ATMS and from radiometers onboard altimetry missions. Observations from the latter instruments should be very sensitive to the surface assumption as they are acquired at nadir.
4. To extend the emissivity study to higher frequencies such as 150 GHz so far rarely used for sea ice applications. Finally, one should keep in mind that the contribution of surface emissivity for direct surface information is an essential prerequisite to improve the assimilation of AMSU-A and -B microwave observations in order to better constrain atmospheric analysis.

The lack of an accurate sea ice surface emissivity description in NWP models is one of the main reasons to the rejection of many available AMSU observations. The relatively high impact of the surface assumption (specular or Lambertian) on sea ice emissivity, according to the physical state of the surface, shown in this study, is also displayed on the retrieved atmospheric parameters after assimilation. In this sense, Guedj et al. (2010) evaluated the impact of the surface assumption (specular, Lambertian or mixed specular and Lambertian) on AMSU-A and -B sounding channels over Antarctica. It was shown that the most successful surface assumptions to improve atmospheric retrievals in an assimilation scheme range from specular to Lambertian from winter to summer periods.

3 Apports des résultats pour l'estimation de la correction troposphérique humide aux interfaces mer/glace de mer

A travers cette analyse, nous avons montré le potentiel des mesures températures de brillance, et des émissivités aux basses et hautes fréquences, pour caractériser l'interface entre mer libre et glace de mer, ainsi que la surface de glace de mer en elle-même, dans les régions polaires. Les contenus en information complémentaires des fréquences fenêtre des radiomètres AMSU-A et -B ont été exploités. Ces mesures fournissent une information précieuse sur le type de surface, et l'état de surface de glace de mer, lié aux variations météorologiques ou saisonnières.

Ces résultats constituent une analyse préliminaire indispensable pour l'estimation de la correction troposphérique humide aux interfaces mer libre/glace de mer. En effet, l'impact de l'émissivité sur les restitutions de correction troposphérique humide est significatif. Cependant la complexité de ses variations sur de telles surfaces hétérogènes la rend difficilement exploitable, sans une analyse préalable du type de surface et de ses caractéristiques physiques. La configuration spectrale des mesures proche nadir exploitées sur la glace de mer est similaire aux radiomètres bi-fréquence sur les missions altimétriques en vol, ainsi qu'aux radiomètres basses et hautes fréquences des missions futures. Ainsi, nous développerons dans cette section différentes stratégies à adopter, pour exploiter les résultats obtenus sur glace de mer, dans l'optique de réduire les incertitudes actuelles sur l'estimation de la correction troposphérique humide dans de telles régions et d'analyser ses variations.

Les résultats préliminaires d'estimation de la correction troposphérique humide sur glace de mer, détaillés dans la section 3 (chapitre 4), ont montré la nécessité d'une définition plus fine de l'émissivité, et du type de surface à l'interface entre mer libre et glace de mer. En effet, le schéma actuel de l'approche 1D-Var n'est pas adapté à l'assimilation de mesures de températures de brillance à de telles interfaces. Les variations importantes de l'émissivité et de la température de surface impliquent la nécessité d'ajuster simultanément ces deux paramètres dans le 1D-Var. Cette approche a été suggérée comme perspective d'étude, dans le cadre de l'estimation de la correction troposphérique humide en régions côtières (3, chapitre 4), et s'avère plus réaliste, dans la mesure où l'ensemble des paramètres analysés par le 1D-Var impactent directement les températures de brillance assimilées, elles fortement impactées par le changement de surface. Afin de contraindre leur ajustement de manière cohérente avec le type et l'état de surface, des covariances d'erreurs régionales et saisonnières sur la température et l'émissivité de surface sont nécessaires. Pour cela, l'analyse de l'émissivité et de ses variations sur glace de mer, aux différentes fréquences, telle que menée dans l'article de la section précédente, est nécessaire pour définir les incertitudes sur l'émissivité, ainsi que l'origine de leurs variations, selon les conditions météorologiques ou saisonnières. En effet, la combinaison des paramètres d'émissivité et de température de brillance aux différentes fréquences a mis en relief des variations types de l'émissivité, liées aux conditions

météorologiques particulières. Cet aspect est à prendre en compte dans la définition des covariances d'erreurs sur l'émissivité, ainsi que des inter-dépendances les profils de température et d'humidité.

Un autre paramètre est à prendre en compte pour l'assimilation de mesures de températures de brillance aux interfaces mer/glace de mer. Contrairement aux régions côtières, où l'interface peut être clairement définie *a priori* par un masque terre/mer de résolution donnée, l'interface entre mer libre et glace de mer est variable, et sa délimitation n'est pas nette à l'échelle du champ des mesures assimilées. Il devient donc incohérent de définir les émissivités de surface correspondantes à l'échelle de la maille du modèle atmosphérique, de résolution plus fine que les mesures, comme c'était le cas pour l'assimilation de mesures côtières (où l'émissivité sous une mesure côtière est le résultat de la contribution de l'émissivité estimée en chaque maille du modèle sous la mesure). On pourra alors définir une émissivité effective, correspondant à chaque mesure assimilée aux différentes fréquences. L'étude présentée dans la section précédente de ce chapitre intervient ici pour une caractérisation au préalable de l'état de la surface de transition, et de ses caractéristiques physiques, selon les valeurs des émissivités effectives estimées sous les mesures assimilées. En plus d'affiner l'information sur la surface, des précisions sur l'état de surface peuvent apporter une information précieuse sur les variations météorologiques dans les environs des mesures assimilés. A titre d'exemple, l'analyse régionale des variations de l'émissivité de surface à 50.3 GHz, et plus spécifiquement des différents paramètres d'émissivité et de températures de brillance, dans l'article présenté dans la section précédente, permet de mettre en relief la présence de vents forts et de conditions cycloniques, expliquant une surface de glace de mer hétérogène plus dispersive.

Les applications actuelles de l'altimétrie sur la glace de mer pourraient également être exploitées dans le cadre de l'estimation de la correction troposphérique humide aux interfaces mer/glace de mer, par l'approche 1D-Var. Elles consistent en effet à l'estimation de la hauteur de glace et la présence de chenaux sur la surface de glace de mer. La classification des signaux radar reçu par l'altimètre sont également utilisés pour caractériser les différents types de glace selon leur âge (Poisson et al. (2017)). Ainsi, ces méthodes permettent une séparation fine entre glace de mer et mer libre, avec une résolution de 300 m le long de la trace du satellite. Une telle information a l'avantage de pouvoir être directement co-localisée aux mesures de températures de brillance assimilées pour estimer la correction troposphérique humide. Elle pourra donc être utilisée pour délimiter les deux types de surface sous les mesures assimilées, et ainsi définir une émissivité effective tenant compte de la contribution de mer libre et de glace de mer dans le signal.

Nous sommes encore loin de pouvoir estimer la correction troposphérique humide, aux interfaces entre mer libre et glace de mer, avec de bonnes précisions. En effet, le signal est faible dans ces régions, de l'ordre du centimètre, et l'approche employée est encore trop imprécise, du fait des résolutions instrumentales et du modèle atmosphérique. Néanmoins, l'estimation de la correction troposphérique humide dans

ces régions et la connaissance des incertitudes associées apporte des informations précieuses sur les variations et les flux d'humidité atmosphérique et de surface dans ces régions, pouvant varier de manière significative dans des zones marginales, près des pôles. L'altimétrie, pourra ainsi bénéficier de ces apports d'informations. En effet, les mesures altimétriques en bande Ka, telles que pour la mission AltiKa, réalisées à une résolution spatiale plus fine, seront ainsi adoptées pour les missions futures, telles que SWOT, ou la série des Jason-CS/Sentinel-6 -A et -B. Ces mesures sont en revanche particulièrement sensibles aux précipitations et pourraient ainsi bénéficier d'une information complémentaire sur les variations brutales d'humidité, apportée par les estimations de correction troposphérique humide dans ces régions.

Outre l'estimation de la correction troposphérique humide, la caractérisation fine de la surface de glace de mer, en utilisant les émissivités estimées, et les températures de brillance mesurées aux différentes fréquences du radiomètre couplé à l'altimètre, apporte des informations précieuses dans le cadre de l'étude de la cryosphère. L'estimation de hauteur émergée de glace, à laquelle est dédiée la mission en vol Cryosat-2, ainsi que la caractérisation des différents types de glace de mer, obtenues à partir des mesures altimétriques, pourraient ainsi bénéficier d'information supplémentaire sur l'état de surface de la glace, et ses variations. Dans le cas de la mission Cryosat-2, dépourvu de radiomètre, on pourra alors considérer des mesures de températures de brillances issues de missions météorologiques, co-localisées en temps et en espace. On exploiterait ainsi le contenu en information complémentaire des mesures micro-ondes passives, d'une part, et des mesures altimétriques actives, d'autre part.

Bibliographie

- Barber, D., Papakyriakou, T., and LeDrew, E. (1994). On the relationship between energy fluxes, dielectric properties, and microwave scattering over snow covered first-year sea ice during the spring transition period. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 99(C11) :22401–22411.
- Bouchard, A., Rabier, F., Guidard, V., and Karbou, F. (2010). Enhancements of satellite data assimilation over Antarctica. *Monthly Weather Review*, 138(6) :2149–2173.
- Cavalieri, D. and Parkinson, C. (2012). Arctic sea ice variability and trends, 1979–2010. *The Cryosphere*, 6(4) :881.
- Cavalieri, D., Parkinson, C., and Vinnikov, K. Y. (2003). 30-Year satellite record reveals contrasting Arctic and Antarctic decadal sea ice variability. *Geophysical Research Letters*, 30(18).
- Comiso, J. (1986). Characteristics of Arctic winter sea ice from satellite multispectral microwave observations. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 91(C1) :975–994.
- Comiso, J. C. (2002). A rapidly declining perennial sea ice cover in the Arctic. *Geophysical Research Letters*, 29(20).
- Comiso, J. C. (2012). Large decadal decline of the Arctic multiyear ice cover. *Journal of Climate*, 25(4).
- Comiso, J. C. and Nishio, F. (2008). Trends in the sea ice cover using enhanced and compatible AMSR-E, SSM/I, and SMMR data. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 113(C2).
- Di Tomaso, E. and Bormann, N. (2011). *Assimilation of ATOVS radiances at ECMWF : first year EUMETSAT fellowship report*. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts.
- Di Tomaso, E., Bormann, N., and English, S. (2012). Extending the use of surface-sensitive microwave channels in the ECMWF system.
- English, S. J. (2008). The importance of accurate skin temperature in assimilating radiances from satellite sounding instruments. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 46(2) :403–408.

- Eyre, J. (1991). A fast radiative transfer model for satellite sounding systems. Technical report, European Centre for Medium Range Weather Forecasts.
- Fowler, C. (2003). Polar Pathfinder daily 25 km EASE-Grid sea ice motion vectors.
- Grenfell, T. C. and Maykut, G. A. (1977). The optical properties of ice and snow in the Arctic Basin. *Journal of Glaciology*, 18(80) :445–463.
- Guedj, S., Karbou, F., Rabier, F., and Bouchard, A. (2010). Toward a better modeling of surface emissivity to improve AMSU data assimilation over Antarctica. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 48(4) :1976–1985.
- Haggerty, J. A. and Curry, J. A. (2001). Variability of sea ice emissivity estimated from airborne passive microwave measurements during FIRE SHEBA. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 106(D14) :15265–15277.
- Harlow, R. C. (2009). Millimeter microwave emissivities and effective temperatures of snow-covered surfaces : Evidence for Lambertian surface scattering. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 47(7) :1957–1970.
- Harlow, R. C. (2011). Sea ice emissivities and effective temperatures at MHS frequencies : an analysis of airborne microwave data measured during two Arctic campaigns. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 49(4) :1223–1237.
- Heygster, G., Alexandrov, V., Dybkjær, G., von Hoyningen-Huene, W., Girard-Ardhuin, F., Katsev, I., Kokhanovsky, A., Lavergne, T., Malinka, A., Melsheimer, C., et al. (2012). Remote sensing of sea ice : advances during the DAMOCLES project. *The Cryosphere*, 6(6) :1411.
- Heygster, G., Melsheimer, C., Mathew, N., Toudal, L., Andersen, S., Tonboe, R., Saldo, R., Schyberg, H., Thomas Tveter, F., Thyness, V., et al. (2009). POLAR PROGRAM : Integrated Observation and Modeling of the arctic Sea Ice and Atmosphere. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(3) :293–297.
- Hollinger, J., Troy, B., Ramseier, R., Asmus, K., Hartman, M., and Luther, C. (1984). Microwave emission from high Arctic sea ice during freeze-up. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 89(C5) :8104–8122.
- Hwang, B. J. and Barber, D. G. (2008). On the impact of ice emissivity on sea ice temperature retrieval using passive microwave radiance data. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 5(3) :448–452.
- Karbou, F., Aires, F., Prigent, C., and Eymard, L. (2005a). Potential of Advanced Microwave Sounding Unit-A (AMSU-A) and AMSU-B measurements for atmospheric temperature and humidity profiling over land. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 110(D7).
- Karbou, F., Gérard, É., and Rabier, F. (2006). Microwave land emissivity and skin temperature for AMSU-A and-B assimilation over land. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 132(620) :2333–2355.

- Karbou, F., Gérard, E., and Rabier, F. (2010a). Global 4DVAR assimilation and forecast experiments using AMSU observations over land. Part I : Impacts of various land surface emissivity parameterizations. *Weather and Forecasting*, 25(1) :5–19.
- Karbou, F., Prigent, C., Eymard, L., and Pardo, J. R. (2005b). Microwave land emissivity calculations using AMSU measurements. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 43(5) :948–959.
- Karbou, F., Rabier, F., Lafore, J.-P., Redelsperger, J.-L., and Bock, O. (2010b). Global 4DVAR assimilation and forecast experiments using AMSU observations over land. Part II : Impacts of assimilating surface-sensitive channels on the African monsoon during AMMA. *Weather and Forecasting*, 25(1) :20–36.
- Karbou, F., Rabier, F., and Prigent, C. (2014). The assimilation of observations from the Advanced Microwave Sounding Unit over sea ice in the French global numerical weather prediction system. *Monthly Weather Review*, 142(1) :125–140.
- Kongoli, C., Boukabara, S.-A., Yan, B., Weng, F., and Ferraro, R. (2011). A new sea ice concentration algorithm based on microwave surface emissivities—Application to AMSU measurements. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 49(1) :175–189.
- Kwok, R. (2004). Annual cycles of multiyear sea ice coverage of the Arctic Ocean : 1999–2003. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 109(C11).
- Mathew, N., Heygster, G., Melsheimer, C., and Kaleschke, L. (2008). Surface emissivity of Arctic sea ice at AMSU window frequencies. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 46(8) :2298–2306.
- Matricardi, M., Chevallier, F., Kelly, G., and Thépaut, J.-N. (2004). An improved general fast radiative transfer model for the assimilation of radiance observations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 130(596) :153–173.
- Matzler, C. (2005). On the determination of surface emissivity from satellite observations. *IEEE Geoscience and remote sensing letters*, 2(2) :160–163.
- Matzler, C. and Rosenkranz, P. W. (2007). Dependence of microwave brightness temperature on bistatic surface scattering : Model functions and application to AMSU-A. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, 45(7) :2130–2138.
- Meier, W. N., Stroeve, J., and Fetterer, F. (2007). Whither Arctic sea ice ? A clear signal of decline regionally, seasonally and extending beyond the satellite record. *Annals of Glaciology*, 46(1) :428–434.
- Parkinson, C. L., Comiso, J. C., Zwally, H. J., Cavalieri, D. J., Gloersen, P., and Campbell, W. J. (1987). Arctic sea ice, 1973-1976 : Satellite passive-microwave observations. Technical Report NASA-SP-489, NAS 1.21 :489, LC-86-23876, NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD, United States.

- Poisson, J.-C., Quartly, G., Kurekin, A., Thibaut, P., Hoang, D., and Nencioli, F. (2017). Development of an ENVISAT altimetry processor ensuring sea level continuity between open ocean and Arctic leads. *Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. In revision.
- Reber, B., Mätzler, C., and Schanda, E. (1987). Microwave signatures of snow crusts modelling and measurements. *International Journal of Remote Sensing*, 8(11) :1649–1665.
- Saunders, R., Matricardi, M., and Brunel, P. (1999). An improved fast radiative transfer model for assimilation of satellite radiance observations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 125(556) :1407–1425.
- Tonboe, R. T. (2010). The simulated sea ice thermal microwave emission at window and sounding frequencies. *Tellus A*, 62(3) :333–344.
- Tschudi, M., Fowler, C., Maslanik, J., and Stroeve, J. (2010). Tracking the movement and changing surface characteristics of Arctic sea ice. *IEEE Journal of selected topics in applied earth observations and remote sensing*, 3(4) :536–540.
- Tucker, W. B., Gow, A. J., and Weeks, W. F. (1987). Physical properties of summer sea ice in the Fram Strait. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 92(C7) :6787–6803.
- Wang, X. and Key, J. R. (2002). Arctic climate characteristics and recent trends based on the AVHRR polar pathfinder data set. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2002. IGARSS’02. 2002 IEEE International*, volume 3, pages 1842–1844. IEEE.
- Yager, R. R. (2000). Intelligent control of the hierarchical agglomerative clustering process. *IEEE Transactions on Systems, Man, and Cybernetics, Part B (Cybernetics)*, 30(6) :835–845.
- Zwally, H. J., Comiso, J. C., Parkinson, C. L., Campbell, W. J., and Carsey, F. D. (1983). Antarctic sea ice, 1973-1976 : Satellite passive-microwave observations. Technical report, NASA.

Conclusions, perspectives

Conclusions

Les travaux de cette thèse interviennent dans le cadre des besoins actuels de l'altimétrie, à savoir : l'accès aux mesures de la topographie avec de meilleures précisions, à des échelles temporelles et spatiales plus fines, à la fois en plein océan, dans les régions côtières, sur les eaux continentales à des fins d'études hydrologiques, et aux interfaces complexes de mer/glace de mer en régions polaires.

Les algorithmes actuels d'estimation de la correction troposphérique humide reposent sur des approches empiriques, ou semi-empiriques. Ils exploitent les mesures de températures de brillance à des basses fréquences, sensibles à la surface et à la vapeur d'eau dans les basses couches de l'atmosphère. Par construction, ces méthodes sont valides sur les surfaces océaniques, et présentent peu d'incertitudes sur les estimations de correction troposphérique humide dans le cas de conditions atmosphériques représentatives d'une situation standard. Leur qualité est ainsi contrainte par le type de surface, ainsi que par la résolution spatiale des mesures, encore faible vis-à-vis des besoins actuels de l'altimétrie. Ainsi, les estimations de la correction troposphérique humide dans les régions océaniques où les variations atmosphériques sont complexes, ou encore en régions côtières, ou sur d'autres surfaces hétérogènes, sont actuellement trop incertaines, voire invalides. En réponse à cela, l'objectif de cette thèse est de développer et d'exploiter une approche nouvelle pour l'estimation globale et multi-surface de la correction troposphérique humide, adaptée à la fois aux missions altimétriques actuelles, mais également aux missions futures, desquelles on pourra bénéficier des résolutions spatiales plus fines des mesures hautes fréquences.

L'approche développée dans cette thèse repose sur la technique de l'assimilation variationnelle uni-dimensionnelle (1D-Var) de mesures de radiomètres couplés aux altimètres. Cette méthode, couramment utilisée dans les modèles météorologiques opérationnels, permet de tenir compte des contraintes liées à la fois à l'instrument, et à la physique de l'atmosphère dans l'environnement des mesures assimilées. Elle paraît donc adaptée à l'estimation de la correction atmosphérique des mesures al-

timétriques. L’approche 1D-Var a de ce fait déjà été exploitée dans le cadre des travaux de thèse de C. Desportes (Desportes (2008)), pour l’estimation de la correction troposphérique humide en régions côtières. Celui-ci assimile les mesures basses fréquences classiques des missions actuelles, et tient compte de la contamination par la terre des mesures de températures de brillance côtières, due au contraste entre l’émissivité sur terre et sur océan.

Dans le cadre de la présente thèse, nous avons approfondi l’exploitation de l’approche 1D-Var pour la restitution de la correction troposphérique humide en conditions de ciel clair, à la fois sur océan, ainsi que sur différentes surfaces hétérogènes : en régions côtières, et aux interfaces entre mer libre et glace de mer, dans les régions polaires. Les algorithmes actuels étant déjà performants en plein océan, pour des conditions atmosphériques standard, l’approche 1D-Var développée dans cette thèse permet d’obtenir des estimations de correction troposphérique humide avec des performances similaires. Elle permet en revanche de réduire les incertitudes dans les régions océaniques complexes (zones d’upwelling), constituant les limites actuelles de validité des algorithmes classiques, et rendant ainsi invalides les mesures altimétriques dans de telles régions, en l’absence de corrections spécifiques. Pour l’estimation de la correction troposphérique humide en régions côtières, nous avons élaboré une nouvelle méthode d’estimation dynamique de l’émissivité sur terre, en exploitant le contenu en information de mesures hautes fréquences, présentes sur les futures missions Jason-CS/Sentinel-6 -A et -B. Parallèlement à cela, la prise en compte des caractéristiques des mesures assimilées (leur résolution spatiale et leur fonction d’éclairement, variant avec la fréquence), et de celles du modèle atmosphérique, a permis une description plus fine de la variabilité atmosphérique et de la surface dans le champ des mesures. Nous avons également effectué une analyse poussée des émissivités de surface sur glace de mer, et des températures de brillance mesurées aux basses et hautes fréquences, typiques des radiomètres sur les missions altimétriques futures. Les résultats de cette étude constituent des informations précieuses dans le cadre de l’estimation de la correction troposphérique humide sur les surfaces complexes en régions polaires.

Pour parvenir à ces résultats, nous avons scindé le travail de thèse en trois parties. La première partie du travail réalisé était consacrée à la caractérisation des différents paramètres en jeu dans le 1D-Var, ainsi qu’à l’évaluation de ses performances en plein océan, en conditions de ciel clair. L’outil 1D-Var exploité dans cette thèse a été développé par l’instance NWPSAF de l’agence EUMETSAT, dans le cadre de l’assimilation de mesures micro-ondes à des fréquences sensibles aux variations de température et d’humidité atmosphériques. Une caractérisation fine des paramètres du 1D-Var et de ses performances a donc été nécessaire pour l’adapter à l’estimation de la correction troposphérique humide dans un contexte altimétrique, dont les mesures des radiomètres sont sensibles à la surface et à la vapeur d’eau dans les plus basses couches de la troposphère.

Dans un premier temps, une étude de sensibilité aux paramètres d’entrée du 1D-Var, l’ébauche et les observations, a été développée. Elle nous a permis de définir

la contribution de chaque paramètre sur les restitutions, et l’apport d’information des observations assimilées. Une analyse fine de la paramétrisation des covariances d’erreurs d’ébauche et d’observations a également été menée. Les erreurs ont ainsi été adaptées à l’assimilation de mesures micro-ondes 1) à des basses fréquences sensibles à la surface et à la vapeur d’eau dans les basses couches atmosphériques ; 2) et à des hautes fréquences, complémentaires en termes de contenu en information et de résolution spatiale, dans le cadre des missions altimétriques futures.

Dans un second temps, nous avons évalué les performances et limites de l’approche variationnelle, pour estimer la correction troposphérique humide sur océan, dans des conditions de ciel clair. Une méthode de validation a ainsi été développée, en assimilant des ”pseudo-observations”, soit des températures de brillance simulées par le modèle de transfert radiatif RTTOV, à partir d’une situation atmosphérique de référence, constituée par les profils de température et d’humidité, et paramètres de surface des analyses du modèle ECMWF. Cette analyse souligne une amélioration de la correction troposphérique humide restituée de 3% à 4% par rapport à l’ébauche, en termes d’Erreur Quadratique Moyenne, en assimilant les mesures d’un radiomètre tri-fréquence typique du radiomètre AMR à bord de la mission Jason-2. L’apport global des hautes fréquences, similaires au radiomètre à bord de la future mission Jason-CS/Sentinel-6, prévue pour 2020, est démontré par ailleurs. Il met en relief une contribution majeure des canaux à 89 GHz et 157 GHz, sensibles à la surface et aux variations de l’humidité dans les basses couches. Notons également l’apport du 1D-Var démontré dans les régions d’upwelling océaniques.

Afin d’évaluer la pertinence de l’approche 1D-Var vis-à-vis des algorithmes classiques, les mesures du radiomètre AMR ont été assimilées en plein océan, en conditions de ciel clair. La correction troposphérique humide estimée a ainsi pu être comparée aux estimations de l’algorithme opérationnel, d’une part, ainsi qu’à des mesures indépendantes co-localisées, issues de la technique de radio-occultation. Les comparaisons soulignent la cohérence des estimations du 1D-Var avec les autres méthodes existantes, bien que certaines régions restent sous-représentées du fait de la présence importante de nuages.

Le potentiel de l’approche 1D-Var dans les différentes régions océaniques nous a menés vers un des objectifs principaux des travaux de cette thèse : l’estimation de la correction troposphérique humide en régions côtières. Cette étude constitue la deuxième partie des travaux de thèse. A travers cette analyse, nous avons pleinement exploité le contenu en information des mesures hautes fréquences, afin de développer une méthode d’estimation dynamique de l’émissivité de surface sur terre, et ainsi en régions côtières, indispensable pour tenir compte de la contribution de la terre dans le signal des mesures côtières assimilées dans le 1D-Var.

Deux modèles atmosphériques distincts ont été utilisés comme ébauche du 1D-Var : le modèle global ECMWF, et le modèle haute résolution AROME, centré sur la France et la Méditerranée. Ce choix a permis une évaluation duale de l’approche variationnelle en régions côtières : à la fois globale, pour différentes conditions

atmosphériques ; et locale, permettant d'exploiter la haute résolution du modèle AROME.

Une validation de la méthode par l'assimilation de "pseudo-observations" a ainsi pu être menée, dans des régions diverses du globe. Les résultats ont montré une réduction de 5% à 6% de l'erreur quadratique moyenne sur la correction troposphérique humide restituée, par rapport à l'ébauche, à la fois au large des côtes, et sur la bande côtière, entre 0 et 50 km des terres.

Nous avons par la suite évalué l'impact de l'assimilation de mesures réelles aux fréquences typiques des radiomètres futurs basses et hautes fréquences. Pour cela, nous avons exploité les mesures au nadir des radiomètres couplés AMSU-A et MHS, sur la mission NOAA-18. L'évaluation des performances de cette approche, à partir des prévisions à 24h du modèle ECMWF, montre une amélioration globale de la correction troposphérique humide, en plein océan ainsi qu'à l'approche de la côte, de l'ordre de 1% à 2% de la référence, issue des analyses ECMWF. Une analyse des résultats en fonction de la distance à la côte, souligne le potentiel de l'approche variationnelle dans le cadre des missions altimétriques futures : l'erreur quadratique moyenne sur la correction troposphérique humide restituée reste en deçà de 1.5 cm sur océan, à la fois au large et à l'approche des côtes. Une réduction de l'erreur par rapport à l'ébauche a également été montrée, jusqu'à une distance à la côte de 17 km, correspondant à la résolution des mesures hautes fréquences. En deçà de cette distance, les restitutions de correction troposphérique humide se retrouvent dégradées par rapport à l'ébauche. Cette dégradation témoigne de la complexité des variations de l'émissivité de surface sur les surfaces côtières continentales hétérogènes. Cette complexité, et le fort contraste de l'émissivité sur terre et sur océan, contribue aux mesures assimilées, à la fois aux basses et hautes fréquences.

En dépit de ces complexités, nous avons souligné les apports de l'approche 1D-Var pour l'estimation de la correction troposphérique humide en régions côtières, en comparaison aux algorithmes classiques. En effet, la prise en compte de la physique de l'atmosphère et de la surface dans l'environnement des mesures assimilées, par une approche géophysique (le 1D-Var), permet de réduire les incertitudes sur la correction troposphérique humide restituée sur la bande côtière, vis-à-vis d'un algorithme empirique, basé sur une approche neuronale.

L'analyse locale de l'impact de l'assimilation de mesures côtières, à partir des prévisions à 24 h du modèle haute résolution AROME a été effectuée par la suite. Celle-ci permet une évaluation plus fine de l'apport de l'approche 1D-Var pour la restitution de la correction troposphérique humide à partir de mesures contaminées par la présence de terre dans le signal. Par ailleurs cette analyse souligne l'apport de la haute résolution horizontale du modèle atmosphérique utilisé en ébauche. La prise en compte conjointe de la fonction d'éclairement des mesures assimilées, variant avec la fréquence, et de la haute résolution horizontale du modèle permet en effet de tenir compte de la forte variabilité atmosphérique et de la surface lors de l'assimilation de mesures côtières.

La complexité des variations de l'émissivité de surface, due à une forte hétérogénéité régionale de certaines surfaces côtières continentales, s'avère néanmoins limitante. Nous avons également pu constater des difficultés similaires dans le cas des interfaces complexes mer/glace de mer, pour l'estimation de la correction troposphérique humide aux pôles. Ces limites ont montré la nécessité d'une caractérisation fine de la surface de glace de mer, et de son interface avec la mer libre, dont les propriétés physiques de la surface sont fortement variables en temps et en espace, et incertaines par manque de mesures *in situ*.

C'est ce qui fait l'objet de la troisième partie des travaux de cette thèse. Les émissivités de surface ont été estimées analytiquement sur mer libre et glace de mer en Arctique, à partir des mesures de températures de brillance aux canaux fenêtre du radiomètre AMSU-A, en utilisant deux hypothèses de surface contrastées, sur le type de réflexion du signal : spéculaire et Lambertien. Dans un premier temps, le potentiel des émissivités, estimées aux différentes fréquences, et pour les deux hypothèses de surface, est exploité pour caractériser les limites de l'interface mer libre/glace de mer. La sensibilité des basses fréquences à la surface, et à l'hypothèse de surface spéculaire ou Lambertienne, permettent une définition fine de la limite mer libre/glace de mer. Ces fréquences correspondent par ailleurs aux canaux typiques des radiomètres bi-fréquences sur les missions altimétriques en vol.

Dans un second temps, une analyse régionale des variations saisonnières et journalières des émissivités de surface sur glace de mer, a montré l'apport des basses et hautes fréquences pour la caractérisation de l'état de surface de glace et de sa variabilité. Nous avons ainsi pu définir des "paramètres d'émissivité" et de températures de brillance, en exploitant l'apport d'information et la sensibilité complémentaires de chaque fréquence. Ces paramètres ont été définis en combinant les mesures de température de brillance et les estimations d'émissivité aux différentes fréquences, selon les deux hypothèses de surface. Il a ainsi été montré la contribution majeure 1) du paramètre de différence normalisée d'émissivité spéculaire et Lambertienne à 50.3 GHz, pour caractériser l'état de la surface de glace, à l'échelle journalière et des variations météorologiques ; 2) ainsi que l'apport de l'émissivité spéculaire à 31.4 GHz et du rapport de gradient des températures de brillance à 23.8 GHz et 89 GHz, pour définir le type de glace selon ses propriétés physiques, à l'échelle saisonnière. Cette analyse représente une avancée importante dans le cadre de l'estimation de la correction troposphérique humide sur les surfaces complexes. Elle permet en effet l'estimation de la correction troposphérique humide dans les régions polaires, aux interfaces complexes entre mer libre et glace de mer, en ayant au préalable une caractérisation fine de la surface, et en tenant compte de manière plus cohérente de la contamination par la glace de mer des mesures de températures de brillance océaniques à l'interface. Par ailleurs, ces résultats ont mis en relief la contribution significative des mesures hautes fréquences, présentes sur les radiomètres de missions altimétriques futures, pour la correction atmosphérique des mesures altimétriques sur les surfaces hétérogènes et fortement variables, comme la glace de mer.

Perspectives

A travers ce manuscrit, l'approche 1D-Var et son potentiel pour estimer la correction troposphérique humide sur différents types de surface, sont analysés pour les conditions restreintes de ciel clair. Il en découle donc une perspective majeure : l'assimilation de mesures nuageuses et la prise en compte de l'eau liquide nuageuse comme variable de contrôle du 1D-Var. Ce développement implique nécessairement la prise en compte des différences d'échelles entre le modèle atmosphérique (ébauche) et les mesures (observations). En effet, la composition nuageuse de l'ébauche, co-localisée aux mesures radiométriques, est initialement décrite sur une grille horizontale, et en des niveaux verticaux de pression de résolutions données, à des échéances fixes dans le temps. A l'inverse, les observations fournissent une information ponctuelle, intégrée au sommet de l'atmosphère, dont la contribution est contrainte par la résolution instrumentale. Pour tenir compte des incohérences d'échelles spatiales, on pourra exploiter le potentiel de la sub-division des mailles du modèle, et de la re-distribution de l'eau liquide nuageuse dans les sous-mailles, générées selon une loi de recouvrement maximal-aléatoire entre les différentes couches nuageuses verticales et horizontales (Geleyn and Hollingsworth (1979) ; Stubenrauch et al. (1997) ; Geer et al. (2009) ; Gerard and Eymard (1998)). Une évaluation des performances de cette méthode pourra ainsi être développée à partir de l'assimilation de "pseudo-mesures" de température de brillance et de la génération de situations nuageuses, artificielles, de référence. Ce type d'approche permet de s'affranchir d'erreurs supplémentaires sur le modèle, dont les incohérences avec les observations se retrouvent dans la localisation des structures nuageuses et leur intensité.

Rappelons également que l'assimilation de mesures nuageuses implique l'ajustement des paramètres correspondants de l'ébauche, selon des contraintes bien définies sur l'eau liquide nuageuse du modèle. On pourra alors s'interroger en premier lieu sur la nature d'une telle variable de contrôle : une valeur intégrée de la surface au sommet de l'atmosphère ; ou un profil d'humidité totale, incluant vapeur d'eau et eau liquide. Ces différentes hypothèses ont un impact non-négligeable sur les restitutions du 1D-Var (Deblonde and English (2003)). Une deuxième interrogation concerne la définition de covariances d'erreurs d'ébauche sur l'eau liquide nuageuse, ainsi que sur les profils de température et d'humidité, dont l'inter-dépendance des erreurs augmente dans des conditions nuageuses. En effet, les incertitudes du modèle atmosphérique sur la composition nuageuse sont importantes, à l'échelle de la maille horizontale et sur la verticale. Elles sont variables également de manière régionale, et dépendent du type de recouvrement nuageux (Montmerle and Berre (2010)). A titre d'exemple, une analyse des statistiques d'erreurs sur l'humidité atmosphérique du modèle ECMWF, en fonction de la composition nuageuse, a été menée dans le cadre des travaux de cette thèse. Celles-ci montrent des différences de variation importantes sur la verticale, avec des erreurs quasi-constantes dans les régions nuageuses, et des erreurs deux fois plus importantes, entre 900 hPa et 500 hPa, dans les zones de ciel clair, dû aux plus fortes variations de l'humidité entre les prévisions à 24h et analyses du modèle, en l'absence de nuages.

L’assimilation de mesures de radiomètres à bord de missions altimétriques futures aux interfaces mer/glace de mer dans les régions polaires, pour estimer la correction troposphérique humide, pourra être développée plus en profondeur dans le cadre d’une étude dédiée. En effet, les premiers résultats obtenus en conservant les hypothèses simplificatrices d’une interface terre/mer, soulignent des pistes sérieuses de développement. Par ailleurs, l’étude préliminaire sur la caractérisation fine de la surface de glace de mer par le biais de températures de brillance et d’estimations de l’émissivité de surface, y apporte les premières briques. Ces résultats pourront en effet être exploités dans le cadre de missions altimétriques futures. D’une part, on pourra exploiter de manière dynamique la contribution des différents paramètres d’émissivité et de température de brillance, pour délimiter l’interface mer/glace de mer. L’étude des variations de ces paramètres permettra également de définir une cartographie précise du type de surface de glace de mer et de ses caractéristiques physiques. Ces éléments favoriseront une définition cohérente de l’émissivité et de la température de surface sous les mesures assimilées aux interfaces mer/glace de mer. Celle-ci tiendra compte des variations complexes de l’émissivité sur de telles surfaces hétérogènes, également soumise aux variations météorologiques.

L’assimilation des mesures de températures de brillance sur les surfaces complexes ont ainsi montré la contribution majeure de l’émissivité de surface sur les paramètres restitués par le 1D-Var. En revanche, la complexité de ses variations sur les surfaces fortement hétérogènes, comme certaines surfaces côtières continentales, ou la glace de mer, nécessite une meilleure exploitation de l’émissivité de surface dans le 1D-Var, pour l’ajustement des profils atmosphériques d’humidité et l’estimation d’une correction troposphérique humide cohérente avec les mesures. Pour cela, l’ajustement de l’émissivité de surface, au même titre que les profils atmosphériques et paramètres de surface (comme la température, fortement variable selon le type de surface également) pourrait être exploré. L’ajustement de l’émissivité apparaît en effet comme une méthode plus réaliste pour restituer la correction troposphérique humide sur les surfaces complexes. Cette perspective s’inscrit dans la continuité des travaux menés par Boukabara et al. (2011). Celui-ci restitue un certain nombre de paramètres atmosphériques, de surface, et intégrés, à partir d’une approche 1D-Var, en assimilant les mesures de température de brillance des radiomètres AMSU-A et MHS, entre autres instruments, sur différents types de surface. L’ajustement de l’émissivité de surface facilite ainsi la restitution sur les différentes surfaces océaniques, continentales, et neigeuses, en ajustant l’ensemble des paramètres impactant directement les températures de brillance mesurées. L’implémentation de cette approche dans l’outil 1D-Var utilisé dans cette thèse nécessite néanmoins un développement algorithmique important, pour intégrer le vecteur d’émissivités de surface aux variables de contrôle atmosphériques, ainsi que pour tenir compte de covariances d’erreurs associées, et de leurs interdépendances avec les paramètres atmosphériques. Ces adaptations font ainsi l’objet d’une étude dédiée.

La définition de covariances d’erreurs associées est la condition pour l’ajustement de l’émissivité de surface. Pour cela, on pourra mener une analyse fine des variations régionales et temporelles de l’émissivité de surface, estimée sur les surfaces

continentales et sur glace de mer, aux différentes fréquences. Les inter-dépendances de l'émissivité aux différentes fréquences, ainsi qu'avec les différents paramètres atmosphériques et de surface (la température de surface, essentiellement), devront également être définies. Ces analyses permettront ainsi d'établir une cartographie de la distribution de l'émissivité en fonction de l'état de surface continentale, ou de glace de mer, et ainsi de définir des covariances d'erreurs régionales sur l'émissivité.

L'océanographie spatiale bénéficie aujourd'hui de l'accès à un très grand nombre, et une très grande variété de mesures. L'exploitation optimale de l'ensemble de ces mesures est de ce fait un défi permanent. Dans le cadre de l'altimétrie, l'approche 1D-Var est une approche adaptée pour l'exploitation des mesures multi-mission. Les travaux entrepris dans le cadre de cette thèse, faisant appel à la contribution des hautes fréquences des mesures de températures de brillance, sont ainsi applicables dans le cadre des missions altimétriques actuelles. En effet, la co-localisation en temps et en espace des mesures issues de missions météorologiques, avec les mesures des radiomètres à bord des missions altimétriques en vol permettrait de palier à l'insuffisance des mesures, à la fois en termes d'information atmosphérique, sur la surface, mais également en termes de résolution spatiale. La contribution des mesures hautes fréquences sensibles à la surface, a par exemple été démontrée dans le cadre de l'estimation de la correction troposphérique humide en régions côtières, et polaires, aux interfaces mer/glace de mer. Pour ce dernier type de surface hétérogène, on pourra également tirer profit de mesures basses fréquences supplémentaires, telles que les mesures à 18.7 GHz, manquantes sur certaines missions. Bien que de plus faible résolution, ces mesures apporteraient une information additionnelle sur la température et la rugosité de surface sur la glace de mer. La combinaison de mesures multi-missions permettrait ainsi de compléter le champ de vision et d'optimiser la correction des mesures altimétriques, dans les zones de plus fortes incertitudes sur la correction troposphérique humide, ou dans les zones où les mesures sont manquantes.

Par ailleurs, l'approche 1D-Var s'inscrit dans le cadre de la transition entre les missions actuelles et futures, dont les objectifs en termes de mesures et de performances sont de plus en plus pointus. Des algorithmes adaptés à ces évolutions technologiques sont alors requis, afin d'accéder à de nouvelles surfaces complexes côtières, continentales, ou de glace de mer. En ce sens, les futures missions complétant la série des Jasons seront lancées en 2020 puis en 2026. L'approche 1D-Var a montré son potentiel pour exploiter de nouvelles fréquences de mesures sur les radiomètres hautes fréquences à bord de ces missions, et ce non-seulement sur les surfaces océaniques, mais également en régions côtières ou polaires, sur les glaces. On pourra également bénéficier de ces travaux de thèse dans le cadre de la mission SWOT, dont les objectifs principaux sont la mesure du niveau de la mer et des hauteurs d'eau, respectivement sur les surfaces océaniques, avec une couverture globale plus fine, et les eaux continentales (lacs, bassins, fleuves et rivières). A condition de fournir *a priori* une description fine de la surface hétérogène, en termes de température et d'émissivité, et de manière dynamique, l'apport de l'approche 1D-Var sur les surfaces complexes, démontré dans cette thèse, peut en effet être exploité pour fournir des estimations de correction troposphériques humides sur les eaux continentales, à partir des mesures

du radiomètre à bord. Les fréquences de ce dernier étant similaires aux radiomètres des missions en vol, on pourra exploiter les mesures nadir hautes fréquences de missions annexes, co-localisées au radiomètre de la mission SWOT.

Le potentiel du 1D-Var montré à travers les travaux de cette thèse pourrait également être bénéfique dans le cadre de la Prévision Numérique du Temps. En effet, les mesures micro-ondes passives généralement assimilées dans les systèmes opérationnels correspondent aux fréquences des canaux sondeurs de température et d'humidité atmosphérique, issues de missions météorologiques. Leur sensibilité à la surface étant limitée, elles permettent de s'affranchir de la connaissance fine de l'émissivité et de la température de surface. Grâce aux travaux de F. Karbou (Karbou et al. (2005a); Karbou et al. (2005b)); Karbou et al. (2010a); Karbou et al. (2010b)), les mesures micro-ondes des canaux sondeurs, et des canaux sensibles à la surface, y sont également assimilés sur terre. Les travaux effectués dans cette thèse permettraient d'exploiter par ailleurs l'information supplémentaire issue des mesures des radiomètres nadir à bord des missions altimétriques, particulièrement sensibles aux basses couches de l'atmosphère. L'assimilation de telles mesures permettrait de mieux contraindre la surface, lors de la restitution des paramètres atmosphériques sur des surfaces hétérogènes, et donc de décrire l'état de l'atmosphère de manière plus précise. L'assimilation de mesures nadir basses fréquences, en tenant compte de leur fonction d'éclairement; la paramétrisation des erreurs associés dans le processus d'assimilation; et leur exploitation dans le cadre de la restitution de paramètres atmosphériques sur des surfaces complexes et fortement variables sont des éléments bénéfiques pour les modèles de Prévision Numérique du Temps. Par ailleurs, l'estimation de la correction troposphérique sur les zones de glace de mer, et l'étude préliminaire des variations des émissivités de surface, sont bénéfiques pour les modèles de PNT. Pour des contraintes similaires sur la caractérisation de la surface, de sa température et de son émissivité, la qualité des restitutions de paramètres atmosphériques reste incertaine dans ces régions, du fait du faible nombre d'observations assimilées. Or, nous avons montré le lien direct entre une caractérisation de l'état de surface de glace de mer par le biais des émissivités et températures de brillance aux différentes fréquences, et les variations météorologiques, liées à des phénomènes de dépression ou d'anticyclone. Ces informations permettraient par exemple de mieux décrire les phénomènes météorologiques intenses dans les régions polaires, complexes à interpréter, mais impactant directement l'état de surface de la glace de mer.

Dans le contexte plus général de l'étude des océans et de l'atmosphère, l'approche variationnelle présente l'intérêt de pouvoir assimiler un grand nombre d'observations de natures et différentes. Elle offre ainsi une capacité de développement importante, et permet d'être adaptée aux différentes applications de la météorologie, de l'océanographie, et de l'étude du climat.

Bibliographie

- Boukabara, S. A., Garrett, K., Chen, W., Iturbide-Sanchez, F., Grassotti, C., Kongoli, C., Chen, R., Liu, Q., Yan, B., Weng, F., Ferraro, R., Kleespies, T. J., and Meng, H. (2011). MiRS : An all-weather 1DVAR satellite data assimilation and retrieval system. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 49(9) :3249–3272.
- Deblonde, G. and English, S. (2003). One-Dimensional Variational Retrievals from SSMIS-Simulated Observations. *Journal of Applied Meteorology*.
- Desportes, C. (2008). *Quelle correction troposphérique humide pour l’altimétrie côtière ?* PhD thesis, Université de Toulouse III - Paul Sabatier.
- Geer, A. J., Bauer, P., and O’Dell, C. W. (2009). A revised cloud overlap scheme for fast microwave radiative transfer in rain and cloud. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48(11) :2257–2270.
- Geleyn, J. and Hollingsworth, A. (1979). An economical analytical method for the computation of the interaction between scattering and line absorption of radiation. *Beitr. Phys. Atmos*, 52 :1–16.
- Gerard, E. and Eymard, L. (1998). Remote sensing of integrated cloud liquid water : Development of algorithms and quality control. *Radio Science*, 33(2) :433–447.
- Karbou, F., Aires, F., Prigent, C., and Eymard, L. (2005a). Potential of Advanced Microwave Sounding Unit-A (AMSU-A) and AMSU-B measurements for atmospheric temperature and humidity profiling over land. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 110(D7).
- Karbou, F., Gérard, E., and Rabier, F. (2010a). Global 4DVAR assimilation and forecast experiments using AMSU observations over land. Part I : Impacts of various land surface emissivity parameterizations. *Weather and Forecasting*, 25(1) :5–19.
- Karbou, F., Prigent, C., Eymard, L., and Pardo, J. R. (2005b). Microwave land emissivity calculations using AMSU measurements. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 43(5) :948–959.
- Karbou, F., Rabier, F., Lafore, J.-P., Redelsperger, J.-L., and Bock, O. (2010b). Global 4DVAR assimilation and forecast experiments using AMSU observations over land. Part II : Impacts of assimilating surface-sensitive channels on the African monsoon during AMMA. *Weather and Forecasting*, 25(1) :20–36.

- Montmerle, T. and Berre, L. (2010). Diagnosis and formulation of heterogeneous background-error covariances at the mesoscale. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*.
- Stubenrauch, C., Del Genio, A., and Rossow, W. (1997). Implementation of subgrid cloud vertical structure inside a GCM and its effect on the radiation budget. *Journal of climate*, 10(2) :273–287.

